# Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs

(Oberwallis)

INAUGURAL-DISSERTATION
DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER UNIVERSITÄT BERN ZUR
ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT VON

**Peter Zbinden**

von **Jaberg** (Bern)

ZÜRICH 1950
Dissertationsdruckerei Leemann AG.

# Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs

(Oberwallis)

INAUGURAL-DISSERTATION
DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER UNIVERSITÄT BERN ZUR
ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT VON

**Peter Zbinden**

von **Jaberg** (Bern)

ZÜRICH 1950
Dissertationsdruckerei Leemann AG.

Von der philosophischen Fakultät II auf Antrag des Herrn Prof. Dr. H. Huttenlocher angenommen.

Bern, den 24. Juni 1948.

Der Dekan:
Prof. Dr. J. Cadisch.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus Schweiz. Min.-Petr. Mitt.
Bd. XXIX, Heft 2, 1949

# Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs (Oberwallis)

Von *Peter Zbinden,* Bern

## Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort . . . . . 223
Einleitung . . . . . 224
Morphologie . . . . . 227
1. Allgemeine Übersicht . . . . . 227
2. Terrassen . . . . . 228
3. Die glaziale Erosion und ihre Ablagerungen . . . . . 229
4. Bergstürze . . . . . 230

A. Das Altkristallin . . . . . 230
a) Beschreibung der Gesteinstypen . . . . . 230
I. Granitgneise . . . . . 230
1. Aplitgranitgneis . . . . . 230
2. Porphyrische Granitgneise . . . . . 232
II. Die Einlagerungen der Granitgneise . . . . . 235
1. Diorit . . . . . 235
2. Pseudo-Diorit . . . . . 236
3. Amphibolite s. l. . . . . 237
a) Gabbro . . . . . 237
b) Hornfelsartiger Amphibolit . . . . . 240
c) Ultrabasische Gesteine . . . . . 240
III. Mischgneise . . . . . 242
1. Aplitische Gneise . . . . . 242
2. Streifengneise . . . . . 242
3. Hornblende-Epidot- und Biotit-Epidotgneise bzw. -felse . . 243
4. Biotit-Chloritgneise . . . . . 245
5. Biotit-Chlorit-Schiefer, Biotit-Schiefer, Chlorit-Serizit-Schiefer 245

Seite

IV. Gangbildungen . . . . . 246
1. Quarzporphyrit . . . . . 246
2. Lamprophyr . . . . . 248
V. Pneumatolytisch-hydrothermale Zerrkluftbildungen . . . . . 249
VI. Tektonite . . . . . 250
VII. Zusammenfassung der Erscheinungen in sämtlichen vorkommenden Gesteinstypen . . . . . 252
b) Geologisches Auftreten der altkristallinen Gesteine . . . . . 254
c) Der Kontakt zum zentralen Aaregranit . . . . . 259
d) Genese der altkristallinen Gesteine . . . . . 263
I. Die südlichen Gneise des westlichen Aarmassivs im Lichte ihrer Erforschung . . . . . 263
II. Versuch einer genetischen Deutung der altkristallinen aarmassivischen Gesteine im vorliegenden Bereich unter Berücksichtigung ihrer Einordnung in den gesamten Komplex südlicher Gneise des Aarmassivs . . . . . 267
1. Einleitung . . . . . 267
2. Analytische Daten zu einer Rekonstruktion der geologischen Vorgänge . . . . . 268
a) Nachweis alter Strukturen . . . . . 268
b) Relative zeitliche Stellung der Injektionen . . . . . 268
c) Granit und Granitisation . . . . . 269
3. Diskussion der genetischen Möglichkeiten . . . . . 269
4. Folgerungen . . . . . 273
III. Rückblick . . . . . 273

B. Die permischen Sedimente der Mulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv 274
I. Tektonik . . . . . 274
II. Beschreibung der Gesteinstypen . . . . . 276
Psephite . . . . . 278
Psammite und Phyllite . . . . . 287
1. Arkosen . . . . . 288
2. Quarz-Phyllite . . . . . 293
3. Kalk-Pistazitschiefer . . . . . 295
4. Phyllite . . . . . 299
III. Die Lagerungsverhältnisse . . . . . 303
IV. Fazies und Alter . . . . . 305
V. Übersicht der Umwandlung und Neubildung von Mineralien . 310
VI. Die Mineralgenerationen uud die relativen Anteile der einzelnen Mineralien in ihnen . . . . . 311
VII. Chemismus . . . . . 313
1. Tabellarische Übersicht der chemischen Analysen . . 315
2a) Variationsbreite der wichtigsten chemischen Komponenten . . . . . 315
2b) Grundlagen der Berechnung . . . . . 317
2c) Grundsätzliche und vergleichende Bemerkungen zur Analysentabelle . . . . . 321
3. Graphische Darstellung im al-alk/c-Diagramm . . . 322
4. Graphische Darstellung sämtlicher Analysen . . . . 324

Seite

C. Keratophyr und dessen Tuffe im permischen Sediment-Verband . . . 326
a) Keratophyr . . . . . 326
1. Albit-Typus . . . . . 326
2. Albit-Epidot-Typus . . . . . 328
3. Albit-Biotit-Typus . . . . . 329
4. Albit-Serizit-Typus . . . . . 332
5. Albit-Quarz-Typus . . . . . 332
Zusammenfassung . . . . . 333
b) Tuffe . . . . . 335
Zusammenfassung . . . . . 339
c) Chemismus von Keratophyr und Tuff . . . . . 340

D. Zusammenfassung der Erscheinungen im permischen Sediment und Ergussgestein und die daraus sich ergebenden Folgerungen . . . . . 346

E. Literaturverzeichnis . . . . . 350

## VORWORT

Auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER, begann ich im Sommer 1944 mit der Untersuchung südlicher Gneise des Aarmassivs im Oberwallis. Die Feldaufnahmen erfolgten in den Jahren 1944—1946. Anderweitige Inanspruchnahme (Assistenz) verzögerte ein wenig den Abschluss, ermöglichte aber andrerseits ein besseres Reifen der Untersuchungsergebnisse. So hatte ich unter verschiedenen Malen die günstige Gelegenheit, mit Herrn Prof. HUTTENLOCHER zusammen verschiedene Teile des Aarmassivs zu begehen, in erster Linie solche, denen eine Verwandtschaft mit dem von mir untersuchten Gebiet eigen ist. Für die Dünnschliff-Untersuchung stellte er mir eine grosse Zahl seiner eigenen Schliffe zur Verfügung und liess mir auch sonst in jeder Weise Hilfe angedeihen. Für sein freundliches Entgegenkommen und das ständige Interesse an meiner Arbeit sei ihm recht herzlich gedankt.

Mit den Arbeitsmethoden der Gesteinsanalyse machte mich in verdankenswerter Weise Herr Dr. TH. HÜGI bekannt.

Herr Dr. A. STRECKEISEN lud mich ein zu einem Besuch der Ergussgesteine des Kärpfgebietes zusammen mit dem dortigen Bearbeiter Herrn CH. AMSTUTZ. Diese Exkursion war für mich sehr anregend, und gerne denke ich an die mit beiden Herren verbrachten Tage zurück.

Herrn W. Indinger verdanke ich die Anfertigung der Dünnschliffe und verschiedene andere bereitwillige Hilfeleistungen.

Für technische Hilfe jeder Art bin ich den Herren A. Sommer und R. Gees zu grossem Dank verpflichtet, nicht weniger meiner Studienkameradin Fräulein Dr. E. Neidinger, die mir manche nützliche Hilfe angedeihen liess.

Auch der verschiedenen stillen Helfer, die mir den grössten Teil des Manuskripts abschrieben oder beim Zeichnen behilflich waren, sei hier gedacht.

Nicht vergessen möchte ich meinen Kameraden und Gebietsnachbarn Robert Arbenz — Schüler von Herrn Prof. Niggli —, der leider 1946 in den Bergen den Tod finden musste. Ich verdanke ihm verschiedene Hinweise und werde die Begehungen mit ihm zusammen in guter Erinnerung behalten.

Wo ich auch mein Standquartier im Oberwallis aufschlug, stets wurde ich mit Freundlichkeit und Entgegenkommen aufgenommen. Auch unterwegs durfte ich die Gastfreundschaft von Senn und Bauer erfahren.

Zu grossem Dank verpflichtet bin ich der Lonza A.-G., deren grosszügige finanzielle Hilfe erst die Publikation in der vorliegenden Ausstattung ermöglichte. Die Arbeit erscheint mit einer textlichen Kürzung von $^1/_7$ gegenüber der ursprünglichen Fassung. Die Zahl der Abbildungen wurde auf die Hälfte reduziert.

## EINLEITUNG

Die Untersuchung erstreckte sich auf ein Gebiet, das westlich begrenzt wird durch die Linie Mörel-Riederfurka, östlich durch das Bieligertal, nördlich durch den grossen Aletschgletscher — Märjelenalp — Risihorn — Rote Seen — Tälli, südlich durch die Rhone.

Es handelte sich zunächst darum, das Auftreten und den Charakter der südlichen Gneise im vorliegenden Bereich zu studieren, weiterhin die südlich anschliessende permische Zone näher zu ergründen und schliesslich eine petrographische Karte aufzunehmen.

Besonders die permischen kristallinen Schiefer erweckten das Interesse, blieben sie doch erstaunlich lange ziemlich unbekannt. Einer der ersten, dem sie auffielen — ohne dass er natürlich ihre eigentliche Natur erkannte —, war offensichtlich Ed. von Fellenberg. Er schreibt (lit. 36, p. 239):

„Hinter Mörel steht nun nahezu senkrecht bis 80° SW fallend eine neue Zone von Schiefern an... Sie sind wesentlich verschieden von den grünen kristallinischen Schiefern, welche der Centralzone angehören... Die Rhone bleibt nun von beiden Seiten von diesen gewundenen und gepressten Schiefern eingeschlossen, durch welche sie sich ihr Bett leicht heraus erodiert hat, bis unterhalb der Deischer Kehren, wo die Poststrasse in scharfen Zickzacks zum Plateau von Lax ansteigt. Diese synklinal auf der Südseite des Aarmassivs eingekeilte Schiefermulde von Schiefern unbekannten Alters, die man wohl ebenfalls zu den Glanzschiefern rechnen darf, streichen von Mörel bis Filet unterhalb Betten, über Bader, etwas höher als Teisch, 1071 m, über Lax und Fiesch, wo sie etwas ins Fieschertal einbiegen, hinüber nach Bellwald, Niederwald und Ritzingen, wo sie sich auskeilen. Ihre nördliche (obere) Grenze mag mit Fiesch, Wiler, 1127 m, Tristen, 1237 m, Rütenen und Bader angegeben werden."

Diese Zitate werden wohl genügen, um zu zeigen, dass FELLENBERG wirklich die permische Zone meint und ihre Sonderstellung im Gesteinsverband erkannt hat. Allerdings entging ihm, wie auch spätern Beobachtern, ihre viel weiter nach Süden ausgreifende Mächtigkeit.

Später erschien die Arbeit von J. JAKOB (lit. 66), wo von Injektionsgneisen die Rede ist. Wir werden unten verschiedentlich auf diese Publikation zurückkommen.

Schliesslich arbeitete Herr Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER im Auftrage der Geologischen Kommission in der Fiescher Gegend und erkannte die sedimentäre, verrucanoartige Abkunft dieser Gesteine. So ist denn auf der geologischen Wandkarte der Schweiz, zusammengestellt von W. STAUB (lit. VIII), die besagte Zone bereits als Verrucano bezeichnet. Die Abgrenzung stimmt allerdings im einzelnen nicht.

Offenbar waren aber die Verhältnisse einem weitern Kreise nach wie vor unbekannt, schreibt doch P. NIGGLI 1934 (lit. 37, Fasc. IV), dass eine Trennung zwischen Aar- und Gotthardmassiv in diesem westlichen Teil nicht durchführbar sei, da eine jungsedimentäre Zwischenzone fehle. Die von der Bahn zwischen Mörel und Niederwald durchfahrene Zone bestehe nur aus Serizitgneisen.

Im April 1945 bemerkte dann der Verfasser, dass auch der ganze Felssporn zwischen Rhone und Binna vorwiegend aus permischem Gestein besteht. Ungefähr um die gleiche Zeit begann R. ARBENZ mit der Bearbeitung des Gotthardmassivs im Oberwallis und konnte Verkeilungen von gotthardmassivischem Altkristallin mit Perm nachweisen. So erwies sich nach und nach die ganze Zone als viel weitläufiger und komplizierter, als ursprünglich gedacht. Der Verfasser hatte sich nach den getroffenen Vereinbarungen an das Nordufer

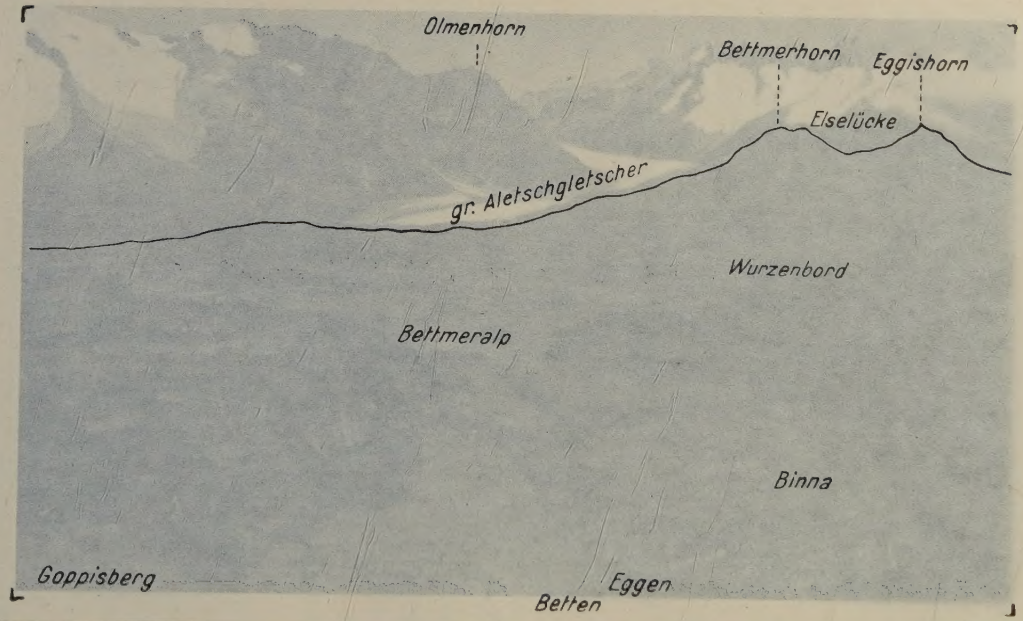



Fig. 1. Blick vom Tunetschhorn auf die Bettmeralp und ihre Umgebung. Eindrückliches Beispiel einer glazialen Landschaft. Die Depression am Grat Bettmerhorn-Riederalp, ebenfalls die schüsselartige Senkung des Plateaus von Bettmeralp lassen die ehemalige Lage des grossen Aletschgletschers zur Rückzugszeit des Rhonegletschers erkennen. Weisse Bänder am Grat = aplitischer Gneis und Quarzporphyrit. Bergsturz und Sackung von Goppisberg-Betten.

Aufnahme der eidg. Landestopographie, Wabern. Alle Rechte vorbehalten.

der Rhone zu halten. Es liess sich aber aus zwei Gründen ein gewisses Übergreifen auf die Südseite nicht vermeiden, da erstens altkristalline aarmassivische Gesteine z. T. auch südwärts der Rhone vorkommen (siehe Spezialkarte der Gegend NE Mörel), und da eine zuverlässige petrographische Beschreibung nur möglich ist, wenn man die permische Serie als Ganzes betrachtet. Soweit aber auf der Südseite spezielle Verhältnisse, die nur für sie gelten und eine Bearbeitung vom Gotthardmassiv her erfordern, vorliegen, werden sie selbstverständlich an dieser Stelle nicht erörtert.

## MORPHOLOGIE

Zahlreiche Autoren haben sich schon eingehend mit der Morphologie des Oberwallis befasst, weshalb eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse, soweit sie unser Gebiet betreffen, folgen soll, unter Einflechten einiger ergänzender eigener Beobachtungen.

### Allgemeine Übersicht

Unser Gebiet gibt sich schon morphologisch als eine Einheit zu erkennen, was sich besonders eindrucksvoll zeigt im Gebiet von Eggishorn und Bettmerhorn (Fig. 1). Wie bescheiden nimmt sich der Grat aus, der sich vom Riederhorn über das Bettmerhorn zum Eggishorn hinzieht, neben den Viertausendern des Aletschgebietes! Nach Form und Höhe handelt es sich um ein Mittelgebirge. Die weichen, runden Formen und das Fehlen von Karen*) setzen es in ausgesprochenen Gegensatz zu den scharfen, zackigen Gräten und den zahllosen, so typischen Karen der Viertausender, die geologisch vorwiegend dem zentralen Aaregranit angehören.

Viel stärker noch ist begreiflicherweise der Unterschied zu den Bergen, die die Südseite des Rhonetals flankieren, vor allem in der Bündnerschiefer-Region von Klenen — Faulhorn — Tunetschhorn — Bettlihorn — Breithorn — Eggerhorn.

So hat hier die Erosion gewissermassen ein Massiv vorwiegend altkristalliner Schiefer herauspräpariert. Die Anlage des Rhonetals hält sich im allgemeinen an die zwischen dem Altkristallin des Gotthard- und Aarmassivs liegende jüngere Sedimentzone.

---

*) Eine Ausnahme bildet das von Bögli beschriebene Treppenkar im Einzugsgebiet des Wilerbaches: Längsee, Wirbelsee, Spilsee, Litzibach.

Hakenwerfen und dadurch Vortäuschen nördlichen Fallens findet sich an der ganzen Talflanke, selbst auf Bettmeralp, Martisbergalp, Kühboden usw. Zwischen diesem Hakenwerfen und dem Absacken grösserer Gesteinskomplexe besteht ein ursächlicher Zusammenhang. Sackungen sind recht häufig und u. a. gut zu beobachten am Hang zwischen Bettmeralp — Wurzenbord und Bader, wie auch am Hang von Goppisberg — Betten — Eggen (Fig. 1).

Im Fieschertal, vor allem an dessen linker Flanke von Eggen an nordwärts, ersieht man in grossem Stile die Schiefrigkeit des ganzen Gesteinskomplexes. Die Schieferungsflächen verlaufen ziemlich streng parallel und schnurgerade und fallen gegen S. Tiefe Einkerbungen machen sich bemerkbar, die aber nicht entstanden sind durch Flusserosion, sondern durch Frostsprengung.

Eine morphologische Eigentümlichkeit des Fieschertales ist der Felsriegel am Titer. Er verdankt seine Entstehung fluvioglazialer Einwirkung.

## 2. Terrassen

a) Durchschnittliche Höhe 2000 m:
Riederalp — Bettmeralp — Laxerstafel — Fiescherstafel — Richinen — Schrat — Hahnspiel.

b) Durchschnittliche Höhe: 1200 m bei Mörel
1600 m bei Niederwald
Ried — Betten — Hüttenboden (Martisberg) — Bellwald — Wilern — Schlettern — Nessel — Obere Matte.

c) Durchschnittliche Höhe: 900 m bei Brig
1200 m bei Steinhaus
Termen — Zenhäusern — Grengiols — Ausserbinn — Binnachern — Ernen — Mühlebach — Steinhaus — Talboden des Goms (unter dem Schotter).

Zwischen a) und b) lässt sich noch einschalten: Terrassenzug von Oberried — Greich — Goppisberg — Binna (Domo).

Zu b) gehört auch die Terrasse von Obflüh im Fieschertal.

Die Terrassen sind die Überreste alter Talböden, über deren Entstehung und zeitliche Gliederung bei den verschiedenen Autoren gewisse Unstimmigkeiten herrschen. In den höchsten Niveaus ist die Anlage wahrscheinlich präglazial, in den nach unten folgenden interglazial.

### 3. Die glaziale Erosion und ihre Ablagerungen

Die glaziale Erosion schuf eine Rundbuckel-Landschaft in der Gegend des Riederhorns, am Grat von der Riederfurka nach dem Bettmerhorn, am Tälligrat und im Fieschertal von Wirbel an nordwärts. Fig. 1 zeigt deutlich, bis zu welcher Höhe das Abschleifen durch die Gletscher sich vollzog. Die Schliffgrenze liegt ziemlich genau in 2700 m Höhe am Grat Bettmerhorn — Eggishorn. Sie entspricht dem maximalen Gletscherstand. Was vom Grat noch über den eigentlichen Gletscher hinausguckte, lag auch unter einer, wenn auch dünnen, Schnee- und Eiskalotte. Die Frostwirkung hat hier gründliche Arbeit geleistet und den ganzen Gesteinsverband gesprengt, so dass Bettmerhorn und Eggishorn im Grunde genommen nichts anderes mehr sind als ein wirrer Trümmerhaufen auf einem allerdings noch immer kompakten Sockel.

Die Gletscher haben natürlich ein beträchtliches Moränenmaterial zurückgelassen, das weithin den anstehenden Fels verschwinden liess. Als Erratika findet man zentr. Aaregranit, in überwiegender Zahl aber alle möglichen Abarten von südlichem Gneis, also nicht ortsfremdes Material, so dass man leicht in Schwierigkeiten gerät, wo man Gehängeschutt und wo Moräne zu kartieren hat. Man muss sich deshalb auf die Erscheinungsweise im Grossen beschränken.

Moränenwälle sind recht häufig und stellen sich vor allem auf Höhen über 1900 m ein. Sie verlaufen in der Längsachse des Rhonetales und geben sich so als Ablagerungen des Rhonegletschers zu erkennen (siehe Fig. 1). Dieses Bild ist schon recht typisch für das Gebiet NE des Fieschertales, viel mehr aber noch für das zwischen Hotel Jungfrau und Riederalp.

Wir haben weiter oben bereits häufiges Hakenwerfen konstatiert. Durch das Umklappen der Gesteinsplatten entstehen wallartige Gebilde, wie man sie vor allem auf der Südseite des Wurzenbordes findet. Man kann häufig feststellen, dass Moränenwälle sich an solche Felsrippen halten. Umgekehrt können diese einen Moränenwall vortäuschen.

Sämtliche Moränenwälle entsprechen Rückzugsstadien der Gletscher der letzten Eiszeit. Während deren Endstadien zog sich der grosse Aletschgletscher in Gestalt zweier Hängegletscher ins Rhonetal hinab (Riederfurka — Riederalp — Ried; Grat N Bettmeralp — Bettmeralp — Betten). Ihre Moränenwälle mussten natürlich quer zur Längsachse des Tales verlaufen. Reste davon finden sich bei Ried und Greich. Swiderski stellt sie ins Gschnitz. Zur Zeit hohen Eisstan-

des bestand eine Querverbindung zwischen gr. Aletschgletscher und Fieschergletscher durch das Tal von Märjelen.

Es kann uns nicht verwundern, wenn wir in dieser so typisch glazialen Landschaft eine ganze Reihe von Seelein finden. Sie konnten sich überall da bilden, wo der Gletscher Wannen entstehen liess, entweder durch Felsriegel oder aber durch abdämmende Wirkung von Moränenwällen. Dem ersten Fall entspricht die Anlage des Längsees NE vom Risihorn und der Blausee NE Riederalp (über den Märjelensee schreibt besonders ausführlich O. Lütschg, lit. 71), dem zweiten der Bettmersee und die kleineren Seelein auf Martisbergalp und Galvra. Sie sind z. T. bereits verlandet. So hat z. B. die Eintiefung auf der Riederalp eine weitgehende Aufschüttung erfahren. Endlich ist auch die Talsohle des Fieschertals ein alter Seeboden.

#### 4. Bergstürze (meist postglazial)

Es betrifft dies den SE-Fuss des Bettmerhorns, die Flanke NW der Elselücke und die Gegend von Goppisberg. Am Fuss des Bettmerhorns finden sich drei Bergstürze. Beim Bergsturz von Goppisberg brach eine grössere Gesteinsmasse von der Ostseite der Goppisbergalp los. Zur Hauptsache kam diese Masse gleich unten an der Basis des Guferwaldes zum Stillstand, z. T. rollten grosse Blöcke noch bis gegen die Rhone hinunter.

## A. Das Altkristallin

### a) BESCHREIBUNG DER GESTEINSTYPEN

#### I. Granitgneise (Gr.gn.)

#### 1. Aplitgranit-Gneis

Es lassen sich 2 Typen unterscheiden: ein erster, mit wenig femischen Gemengteilen, dadurch fast weiss anzusehen; ein zweiter mit etwas mehr dunklem Glimmer und einer charakteristischen Epidot-Sprenkelung.

Typ 1: Helles, weissliches Gestein, schwach parallel struiert. Sehr viel Quarz und Feldspat neben wenig Glimmer. Schon makro-

skopisch gut sichtbare Pyritkristalle durchsetzen das Gestein, die, wenn verwittert, braune Flecken erzeugen. Am Handstück wenig oder kein Epidot ersichtlich.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile | Übergemengteile |
|---|---|---|---|
| | Quarz | Biotit | Apatit |
| | Mikroklin | Chlorit | Zirkon |
| | albit. Plagioklas | Serizit | |
| | | Epidot+Zoisit | |
| | | Karbonat | |
| | | Pyrit | |

Struktur: hypidiomorphkörnig
Textur: schwach parallel struiert

Der etwas serizitisierte und saussuritisierte Plagioklas weist im allgemeinen noch einigermassen idiomorphe Umgrenzung auf. Der Mikroklin, mit perthitischen Entmischungen, ist mit Serizit und von feinsten Mikrolithen durchsetzt, die nicht bestimmbar sind. Auch finden sich in ihm Plagioklase. Er ist, im Gegensatz zu jenem, meist xenomorph, idiomorph aber gegenüber Quarz.

Kleinfetziger Biotit (olivgrün) wird in Chlorit, Serizit und Epidot verwandelt.

Die ursprüngliche Eruptivstruktur ist durch Vorgänge der Metamorphose gestört: z. T. wurde der Feldspat in ein kleinmörteliges Gemengsel verrieben, serizitisiert, z. T. weist er undulöse Auslöschung auf. Der Quarz dagegen rekristallisierte zu einem granoblastischen Gefüge.

Typ 2: Hell-grünliches, feinkörniges Gestein, massig wie das obige. Die Grüntönung wird verursacht durch Körnchen von Epidot.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Chlorit |
| | Mikroklin | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Orthit |
| | Biotit | Titanit |
| | Epidot | Apatit |

Struktur und Textur wie oben.

Die Erscheinungen an Mikroklin und Plag. sind ebenfalls dieselben. Der Mikroklin umschliesst ausser Plag. und Mikrolithen

Glimmer, Chlorit, Epidot und Titanit. Plagioklas kommt in 2 Generationen vor: eine ältere, mit Einschlüssen von Serizit und Epidot unterscheidbar von einer jüngeren, sehr reinen, die sich gerne randlich an Mikroklin legt.

Aus Biotit entsteht Chlorit, Epidot, Titanit. Es ist der aus dem Biotit entstehende Epidot, der sich makroskopisch als grünliche Flecken zu erkennen gibt. Er ist im Schliff vielfach von zitronengelber Farbe und leicht pleochroitisch.

Chlorit hat entweder normale Interferenzfarbe (grau) oder blauviolette, tritt also z. T. als Pennin auf.

Spuren mechanischer Beanspruchung machen sich bei Plag. bemerkbar durch Serizitisierung und Kataklase, am Mikroklin durch undulöse Auslöschung. Seltener ist sie bei Quarz.

Vorkommen von Aplitgranit-Gneis: meist vergesellschaftet mit kleinporphyr. Gr.gn., z. B. im Profil des Altbaches bei Lax.

## 2. Porphyrische Granit-Gneise

Nach der Textur werden unterschieden:

a) massige porphyr. Granit-Gneise
b) schiefrige porphyr. Granit-Gneise

in a) und b) kann die Struktur sein:

1. kleinporphyrisch, wenn die Feldspat-Einsprenglinge eine geringere Länge als 1 cm oder
2. grobporphyrisch, wenn die Feldspat-Einsprenglinge 1 cm und mehr Länge aufweisen.

### a) *Massige porphyrische Granit-Gneise*

Sie schliessen sich unmittelbar den Aplitgr.gneisen an. Wie diese sind sie nur gering parallel struiert, unterscheiden sich von ihnen aber durch ihre porphyrische Struktur und den grösseren Glimmergehalt, wodurch sie eine Nuance dunkler erscheinen. Die Einsprenglinge der grobporphyrischen Varietät sind durchschnittlich 1,5—2 cm lang, können aber den doppelten bis dreifachen Betrag erreichen. Je nach dem Anschnitt haben sie rechteckige, quadratische oder sechsseitige Form. Lässt man durch Drehen des Handstückes das Licht in ihnen spiegeln, so erkennt man einfache Verzwillingung.

Die Längsachsen der Feldspat-Einsprenglinge zeigen im Gesteinsverband Bevorzugung einer Parallelanordnung. Aus diesem Ge-

stein bestehende Felsen sind oft infolge Anwitterung bräunlich verfärbt. Die Feldspäte heben sich von dieser Grundfarbe durch einen helleren Ton deutlich ab und verleihen dem Gesteinstypus ein ganz charakteristisches Aussehen.

Die kleinporphyrische Varietät ist dank ihrer kleineren Feldspäte noch weniger paralleltexturiert.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile | Übergemengteile |
|---|---|---|---|
| | Quarz | Serizit-Muskovit | Orthit |
| | alb. Plagioklas | Chlorit (meist Pennin) | Zirkon |
| | Orthoklas (Perthit) | Epidot | |
| | Mikroklin | Zoisit | |
| | Biotit | Titanit | |
| | | Apatit | |
| | | Pyrit | |

Struktur: porphyrisch
Textur: schwach parallel struiert

Die idiomorphen Einsprenglinge erweisen sich als Mikroklin, der meist perthitisch entmischt ist. Wiederum zeigt sich das so charakteristische Bild der Plag.einschlüsse, die entweder noch idiomorphe oder aber amöbenartige Umgrenzungen haben. Ferner kennzeichnet sie ein einschlussfreier Saum. Der Mikroklin beherbergt auch die meisten übrigen Mineralarten. Er umfliesst gewissermassen die andern Gemengteile, ist in diesem Falle xenomorph und hat etwa die gleiche Grösse wie Plagioklas, oder aber er übertrifft sie an Grösse und ist idiomorph. Im grossen ganzen erweckt er den Eindruck einer Sprossung. Das Verhältnis von Plagiokl. zu Mikroklin ist durchschnittlich 1:1.

Quarz ist rekristallisiert; grössere Körner löschen gerne undulös aus.

Biotit (olivgrün oder mehr gegen braun) vielfach mit Sagenitgewebe und eingeschlossenen Epidot-, Titanit- und Zirkonaggregaten (letztere gelegentlich mit pleochroitischem Hof). Man beobachtet die übliche Umwandlung von Biotit in Epidot und Chlorit.

Vorkommen: im Verband mit schiefr. Gr.gn., selten grössere Komplexe einnehmend (z. B. am Titer, Fieschertal oder am Grat zw. Moosfluh und Bettmerhorn).

b) *Schiefrige porphyrische Granit-Gneise*

Ihre Schiefrigkeit ist eine Folge erhöhter Glimmerführung. Je nachdem dabei Serizit oder Biotit dominiert, ergeben sich hellere und dunklere Varietäten. Da im Glimmergehalt oft Serizit überwiegt, herrschen helle, etwas graugetönte Varietäten vor. Es sind Augengneise. Orthoklas bzw. Mikroklin kann graues Aussehen annehmen.

Mikroskopisch:

Struktur: porphyrisch
Textur: flasrig-schiefrig

Der qualitative Mineralbestand ist in grossem Rahmen derselbe wie in 2a. Folgende Modifizierungen sind nun aber anzubringen:

1. Der Mikroklin bzw. Orthoklas ist oft in Schachbrettalbit umgewandelt und meist gleichzeitig ein wenig karbonatisiert. Graues Aussehen stammt von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen.
2. Karbonat spielt ausser im Schachbrettalbit auch sonst eine gewisse Rolle.
3. Der Biotit hat meistens kein Sagenitgewebe, ebensowenig findet man Zirkon in ihm. In der Farbe ist er entweder gleich wie im massigen Typ oder dunkler: olivgrün bis dunkel-olivgrün.
4. Serizit-Muskovit wird Hauptgemengteil.

Verbreitung der Gr.gn. im allg. siehe petrogr. Übersichtsskizze. Der überwiegende Teil ist schiefrig.

*Mechanische Deformation und Stoffumsatz in den Granitgneisen*

In den Aplitgr.gn. (1) und den massigen porph. Gr.gn. (2a) sind die Effekte relativ gering. Kataklastische Phänomene herrschen vor: Quarz und Feldspat wurden teilweise in kleinmörteliges Gemengsel zerrieben. Daneben konstatiert man gelegentlich Rupturen und Verbiegungen an Plagioklasen sowie Anfänge einer stärkeren Serizitisierung als Folge des Stresses. Im übrigen beherrscht die Quarz-Rekristallisation das Bild.

In den schiefrigen porph. Gr.gn. (2b) hingegen findet eine weitgehende bis vollständige Serizitisierung von Plagioklas statt, unter Bildung von Muskovit. Höherer Glimmergehalt in Form von von Muskovit-Serizit ist einzig und allein eine Folge der Verschieferung. Frischer Albit tritt häufig auf (mehr als in 1 und 2a) und ist verantwortlich für die Schachbrettalbit-Bildung, die in 1 nur spo-

radisch sich bemerkbar macht. Nicht zu vergessen ist die Karbonatführung.

Wir stellen nochmals fest: in 1 und 2a ist die Kataklase das wichtige Phänomen, in 2b der Stoffumsatz, der in direkter Beziehung mit der Verschieferung steht.

Allen Typen ist die Umwandlung von Biotit in Epidot, Serizit, Chlorit und Titanit gemein.

## II. Die Einlagerungen in Granitgneisen

### Diorit

Es handelt sich um Hornblende- und Glimmergneise, die nach ihrem Mineralbestand als metamorphe Diorite zu bezeichnen sind. Da die Metamorphose die Hornblende in Biotit umwandelt, lassen sich unterscheiden:

a) Hornblende-Diorit
b) Biotit-Diorit

#### a) *Hornblende-Diorit*

Grünliche Gesteine, massig oder ausgesprochen schiefrig. Im ersten Fall das mehr oder weniger unveränderte Anfangsglied dieser metamorphen Serie.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | (Quarz) | Serizit |
| | Plagioklas | Epidot |
| | (Orthoklas) | Zoisit |
| | Hornblende | Orthit |
| | | Titanit |
| | | Apatit |
| | | Pyrit |

Struktur: hypidiomorphkörnig bis nematoblastisch
Textur: richtungslos körnig bis schiefrig

Der Plagioklas ist in vorwiegend massigen Gesteinen sehr stark saussuritisiert, in schiefrigen teilweise serizitisiert, so dass man mit Vorteil von Hornblende-Serizitgneis spricht. Mit zunehmender Schiefrigkeit ergibt sich die Tendenz der Biotitbildung aus Hornblende, und wir gelangen zu Übergangstypen nach Biotit-Diorit.

Die Hornblende ist aktinolithisch mit schwachem Pleochroismus:

$n_\gamma$ = blassgrün oder bräunlich
$n_\alpha$ = blass gelbgrün
$n_\gamma/c$ = um 20° $Ch_z = +$ $Ch_m = -$

Orthit und Titanit sind in sämtlichen Diorit-Typen (a, b) recht häufig anzutreffen. Wie weit Quarz als primärer Gemengteil eine Rolle spielte, kann nicht mehr entschieden werden.

### b) *Biotit-Diorit*

Flasrige bis schiefrige Gesteine je nach dem Grad der Auswalzung. Bei der flasrigen Varietät erkennt man schon makroskopisch hellgrünliche Augen von saussuritisiertem Plagioklas. Nach Quantität und Art des Biotits sind die Gesteine abgesehen von den hellen Zwischenlagen in erster Linie hellgrün, dunkelgrün oder hell- und dunkelbraun.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | (Hornblende) |
| | Plagioklas | (Chlorit) |
| | ± Schachbrettalbit+Orthoklas | Serizit |
| | Biotit | Epidot |
| | | Zoisit |
| | | usw. (wie in a) |

Struktur: hypidiomorphkörnig bis lepidoblastisch
Textur: flasrig bis schiefrig

In den schiefrigen Varietäten ist der Feldspat weitgehend serizitisiert, so dass nicht entschieden werden kann, wie weit Orthoklas am urspr. Mineralbestand beteiligt war. Quarz und frischer Albit dringen ein. Schachbrettalbit weist Einschlüsse von Plagiokl. auf und ist im Gegensatz zum alten Plagiokl. verhältnismässig einschlussarm. Biotit ist olivgrün oder braun. Titanit kann bis mehrere mm lang werden.

Die stärker ausgewalzten Varietäten sind Glimmerschiefer. Der flasrige Typ ist in charakt. Ausbildung z. B. in den Aufstiegserpentinen der Eggishorn-Ostwand zu finden.

## 2. Pseudo-Diorit

Ursprünglicher Amphibolit vom Typus 3 a, b, hauptsächlich aber 3 c, mit bedeutendem Gehalt an Alkalifeldspäten (Orthoklas, Schach-

brettalbit und Albit). Dadurch makroskopisch von dioritischem Aussehen, mikroskopisch und nach Lagerungsverhältnissen jedoch als Scheindiorit erkennbar (vgl. p. 269: Granit und Granitisation).

### 3. Amphibolite s. l.

Es sollen erfasst werden:

Metamorphe Gabbros und metam. ultrabasische Gesteine (Hornblendite usw.) bzw. sedimentäre Abkömmlinge. Allerdings lohnt es sich nicht, die Frage sedimentärer Herkunft eines Teiles dieser Gesteine zu diskutieren, denn mehrfache Metamorphose und oftmalig festzustellende Verschieferung schaffen viel zu komplizierte Verhältnisse.

Die Hornblende ist durchwegs wie in 2 ein Aktinolith.

#### a) *Gabbro*

Nur schwach paralleltexturierte Typen mit grosser Vormacht von Hornblende über Biotit sind seltener. Zur Hauptsache handelt es sich um Hornblende-Biotit- bis Biotit-Chlorit-Gneise, schiefrig oder flasrig, fast schwarz auf der Schieferungsfläche oder dunkelgrün. Die Farbe ist in erster Linie abhängig von der Art des Biotits und der Menge des Chlorits.

1. Varietät:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | albit. Plagioklas | Quarz |
| | Epidot | Serizit |
| | Zoisit | Chlorit |
| | Biotit | Karbonat |
| | Hornblende | Apatit |
| | | Titanit |

Struktur: hypidiomorphkörnig
Textur: schiefrig oder flasrig

Das Gestein war ursprünglich sehr reich an basischem Plagioklas, der jetzt fast völlig in ein dichtes Gemenge von Epidot und Zoisit verwandelt ist unter Albitbildung des Restes an Plagioklas. Die Umwandlung Hornblende-Biotit-Chlorit kann direkt beobachtet werden. Der Biotit ist braun.

2. Varietät:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | albit. Plagioklas | Quarz |
| | Epidot | Serizit |
| | Zoisit | Karbonat |
| | Biotit | Orthit |
| | Chlorit | Rutil |
| | | Apatit |
| | | Erz |

Textur und Struktur wie oben; dasselbe gilt für den Plagioklas. Neben dem alten, jetzt albitischen Plag., findet sich frischer Albit. Biotit ist von olivgrüner Farbe und befindet sich weitgehend in Umwandlung zu Chlorit mit grauer Interferenzfarbe. Hornblende ist vollständig verschwunden. Der beachtliche Rutilgehalt steht in Zusammenhang mit dem Erz.

Von einem in diese Kategorie gehörenden Gestein, das sich einzig in den Felsen nördlich des Hotels Riederalp findet, existiert eine Analyse. Eine eingehendere Beschreibung und Diskussion der der chemisch-mineralogischen Verhältnisse lohnt sich.

Es handelt sich um ein flasriges hell-grünliches Gestein mit weissen Feldspataugen und braun gefärbten Porenräumen, wenn etwas verwittert. Im „Chemismus schweiz. Gesteine" ist es als Diorit bezeichnet.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | albit. Plagioklas | Quarz |
| | Epidot | Serizit |
| | Zoisit | Biotit |
| | Chlorit | Karbonat |
| | | Titanit |
| | | ± Erz |

Struktur: ± panallotriomorphkörnig
Textur: flasrig

Meist völlig saussuritisierter Plagioklas bildet die Hauptmasse. Epidot-Zoisit erfuhr dabei vielfach eine Sammelkristallisation, die häufige Pseudomorphosen nach Plagioklas hervorruft. Soweit solcher noch vorhanden, ist er jetzt albitischer Natur.

Chlorit ist sehr stark ausgebleicht und nicht mehr pleochroitisch. Seine graue Interferenzfarbe lässt ihn noch als solchen erkennen. Ebenfalls Biotit ist sehr blass. Allem nach war der Plagioklas sehr basisch. Im Unterschied zum „Eggishorn-Diorit" fehlt diesem Gestein Orthoklas bzw. Schachbrettalbit.

Chemismus:

Siehe Tabelle Seite 260.

Magmentyp: ossipitisch; leukogabbroides Magma der Kalkalkalireihe.

Schon die Analyse an sich mit dem niedrigen si und alk neben sehr hohem c lässt den gabbroiden Einschlag des vorliegenden Gesteins erkennen.

### Berechnung normativer Mineralbestände aus der Analyse

a. Mineralbestand in der Amphibolitfazies:

| | | % |
|---|---|---|
| Plagioklas (An 65,8 %) | | 67,8 |
| Hornblende | | 14,4 |
| Biotit | | 10,9 |
| Hämatit 3,11<br>Ilmenit 1,06<br>Magnetit 0,03 | Erz | 4,2 |
| Quarz | | 2,53 |
| Apatit | | 0,17 |
| | | 100,00 |

Man ersieht, dass der Plagioklas ein sehr basischer Labrador, schon fast ein Bytownit gewesen sein muss. Berücksichtigt man zur Unterscheidung von Diorit und Gabbro in erster Linie die Basizität des Plagioklases, so ist die Gabbronatur unseres Gesteins unzweifelhaft.

b. Epizonaler Mineralbestand:

| | | % | |
|---|---|---|---|
| Zoisit | | 40,8 | |
| Albit | | 23,2 | |
| Amesit 6,4<br>Antigorit 5,6 | Chlorit | 12,0 | |
| Biotit | | 10,9 | |
| Quarz | | 8,2 | |
| Hämatit | | 3,14 | Serizitbildung nicht berücksichtigt, da nur von untergeordneter Bedeutung |
| Titanit | | 1,59 | |
| Apatit | | 0,17 | |
| | | 100,00 | |

Eine Integrationsanalyse zur Überprüfung der Resultate liess sich leider nicht durchführen. Doch zeigt der Schliff gute Übereinstimmung in den relativen Mengenverhältnissen der Minerale.

### b) *Hornfelsartiger Amphibolit*

Graues Gestein, ausserordentlich hart und kompakt, mit sehr feinem Korn und richtungsloser Textur, damit in scharfem Gegensatz zu den metamorphen Gabbros.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | albit. Plagioklas | Quarz |
| | Epidot | Serizit |
| | Zoisit | Pyrit |
| | Hornblende | |
| | Biotit | |

Struktur: hornfelsig
Textur: richtungslos körnig

Von altem, basischem Plagioklas sind ebenfalls nur wolkige Gebilde von Epidot und Zoisit übriggeblieben. Dazwischen liegen in wirrem Durcheinander Fetzen von Hornblende und Biotit (braun).

Hornfelsartiger Amphibolit findet sich gut zugänglich z. B. bei Wirbel im Fieschertal.

### c) *Ultrabasische Gesteine*

Allmählicher Übergang durch Schwinden der leukokraten Gemengteile führt zu diesen z. T. monomineralischen Gesteinen. Es sind Amphibolite s. str., Biotit-Amphibolite, Chlorit-Amphibolite, Biotitschiefer, Serpentine und Talk.

#### 1. Amphibolit

Er hat meist richtungslose Textur und pilotaxitische Struktur. Der Aktinolith ist entweder grobkristallin (u. U. bis mehrere cm lang) oder aber klein und spiessig, wodurch das Gestein ein filziges Aussehen erhält. Die erste Art ist weit verbreitet, die zweite wurde vor allem im Profil des Rieder Wasserstollens gefunden.

#### 2. Biotit-Amphibolit

Er ist vielfach flasrig-schiefrig. Aktinolith wird in braunen Biotit umgewandelt.

### 3. Chlorit-Amphibolit, Rieder Wasserstollen

Ein filziges Gewebe von Aktinolith, worin z. T. ziemlich grossblättriger Chlorit liegt.

### 4. Biotitschiefer

Durch Umwandlung der Hornblende entstehen schwarze Biotitlinsen, oft durchbrochen von hellgrünen Partien infolge teilweiser Umwandlung des Biotits in Epidot.

### 5. Serpentin

Er kommt sehr selten vor. Im engeren Untersuchungsgebiet existierte einmal eine abbaufähige Linse von Serpentin mit Topfstein im Grossgraben bei Ried. Jetzt ist sie gänzlich zerfallen. Dieser „Rieder Topfstein" ist z. T. an den Häusern von Ried zu besichtigen.

### 6. Talk

Er ist vergesellschaftet mit dem Serpentin und Topfstein, findet sich also in erster Linie im Grossgraben und auch im Profil des Rieder Wasserstollens.

## *Zusammenfassung*

Die Einlagerungen der Granitgneise, jetzt zur Hauptsache als Hornblende-, Glimmergneise und Amphibolite vorliegend, sind die metamorphen Produkte ursprünglicher Diorite, Gabbros, Hornblendite u. ä. Die Metamorphose ist z. T. bedingt durch granitisch-hydrothermale Einwirkung der das Altkristallin formenden Orogenese, z. T. durch metamorphosierende Prozesse bei der alpinen Faltung. Eine scharfe gegenseitige Abgrenzung ist unmöglich.

Umwandlung basischen Plagioklases in Albit und Saussurit, von Hornblende in Biotit und Chlorit ist ihnen besonders eigen. Sie werden alpin von albitischer Lösung durchdrungen. Daneben tritt Serpentinisierung und Talkbildung auf. Die einzelnen Grade der Umwandlung von Hornblende gestatten eine Unterteilung der drei Gruppen in verschiedene Varietäten.

Diorite und Gabbros wurden am stärksten verschiefert. Orthitführung ist vor allem den Dioriten eigen.

Gegen eine sedimentäre Abkunft der Amphibolite spricht das Fehlen von Kalksilikatfelsen.

### III. Mischgneise (Alkalifeldspatgneise)

#### 1. Aplitische Gneise

Helle, schwach schiefrige bis ausgesprochen paralleltexturierte, feinkörnige Gesteine. Die Schieferungsflächen sind mit grünlichem Serizit belegt. Auch paralleltexturierte Typen können sehr kompakt sein. Je enger aber die Schieferungsflächen aufeinander folgen, umso mehr wird das Gestein brüchig. Kleine Magnetitoktaederchen sind schon makroskopisch erkennbar. In Quer- und Längsbruch bemerkt man bräunliche Flecken. Auf Schieferungs- oder Scherflächen findet sich ab und zu Hämatit. Plagioklas ist manchmal von grünlichblauer Farbe.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Chlorit |
| | Orthoklas | Biotit |
| | Schachbrettalbit | Karbonat |
| | | Epidot |
| | | (Zirkon) |
| | | (Rutil) |
| | | Erz, meist Magnetit |

Struktur: hypidiomorphkörnig
Textur: schwach schiefrig bis ausgesprochen paralleltexturiert

Der Serizit ist ein wenig Fe-haltig, woher die schwach grünliche Färbung der Schieferungsflächen rührt. Orthoklas bis Schachbrettalbit ist öfters xenomorph wie in den Granitgneisen. Die Grünfärbung von Plagioklas steht in Zusammenhang mit chloritischer Durchdringung.

Das Quarz-Feldspat-Verhältnis variiert. Mechanische Beanspruchung äussert sich entweder in Kristallisationsschieferung oder starker Kataklase, welche vorzuwiegen scheint. Darüber siehe unter Tektoniten. Wenig umgestellte Typen sind oft zu treffen.

Vorkommen: z. B. oftmals am Kontakt mit permischen Sed. (Fig. 19, 27, 28) zwischen Mörel und Niederwald.

#### 2. Streifengneise

Zum einen Teil handelt es sich um biotitreiche Gesteine von dunkelbraunem bis schwärzlichem Aussehen mit einigermassen parallel verlaufenden weissen Zwischenlagen von Feldspat, der schlierenartig das Gestein durchzieht.

Zum andern Teil sind es schon besprochene intermediäre bis basische Gesteine mit ebensolchen weissen Zwischenlagen.

Die Feldspat-Sprösslinge sind im ersten Falle manchmal grau. Auch graue Schlieren in den Feldspatlagen sind zu beobachten.

Die pegmatitischen Schlieren können aber unter Umständen anders auftreten: in der Weise nämlich, dass sie unregelmässig begrenzte Flächen belegen.

Die Injektionszüge, das Metatekt Scheumanns, wenn man eine weiter gefasste Bezeichnung vorzieht, zwischen den Biotitlagen bestehen aus:

Quarz
grossen Orthoklas-Individuen mit eingeschlossenem Plag.
Schachbrettalbit, aus dem Orthoklas entstehend
albitischem Plagioklas, schwächer oder stärker serizitisiert und saussuritisiert
frischem Albit
Karbonat in Schachbrettalbit
Apatit

Orthoklas hat meist xenomorphe Umgrenzung. Alle Stadien der Albitisierung können an ihm beobachtet werden. Brauner Biotit zeigt Umwandlungserscheinungen zu Chlorit (Pennin), Serizit und Epidot.

Die makroskopisch als graue Schlieren sich abhebenden Partien erweisen sich unter dem Mikroskop als Stellen, die sich scharf vom übrigen Gestein absetzen und aus Schlieren mit Epidot-Zoisit, Karbonat und Erz bestehen. Darin liegen Quarz und Plagioklas, ankorrodiert und auf Rissen durchzogen von Epidot, sonst aber fast einschlussfrei. Die Epidot-Zoisitschlieren führen reliktisch Biotit und Chlorit. Offenbar handelt es sich um eine weitgehende Epidotisierung einer Biotitlage.

Insgesamt hat man es mit Ortho- und vielleicht auch Paragesteinen zu tun, die unter mechanischer Verarbeitung und nachfolgender Umkristallisation umgestellt und durchadert wurden. Sprossungen von Orthoklas sind an Handstücken direkt beobachtbar.

Typische Lokalitäten: Rieder Wasserstollen, Felsen unterhalb Betten und Eggen, Tälligrat NE Eggishorn (vgl. Fig. 5).

### 3. Hornblende-Epidot- und Biotit-Epidotgneise bzw. Felse

Dazu gehören dunkelgrüne und gelbgrüne Gesteine, die meist kristallisationsschiefrig sind, seltener massig, wenn sie ganz überwiegend aus Epidot bestehen.

*Hornblende-Epidotgneise*

Entweder gleichmässig dunkelgrüne Gesteine mit kleinen hellgrünen Flecken von Epidot oder aber epidotreiche Lagen wechselnd mit eigentlichen Hornblende-Partien.

Im ersten Falle sind Konvergenzen zu permischen Sedimenten möglich. Der Mineralbestand lässt aber den Unterschied sofort erkennen.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | albit. Plagioklas | Quarz |
| | Hornblende | Serizit |
| | Epidot | Biotit |
| | | Chlorit |
| | | Apatit |
| | | Rutil |
| | | Erz |

Struktur: hypidiomorphkörnig
Textur: kristallisationsschiefrig

Die Grundmasse besteht aus vorwiegend sehr kleinem, saussuritisiertem Plagioklas mit ein wenig Quarz, der aber wahrscheinlich zum grössten Teil sekundär ist. Darin liegen mit bevorzugter Parallelanordnung gemäss der Schieferung Hornblende und Biotit und in hauptsächlich xenomorphen Aggregaten leicht pleochroitischer, zitronengelber Epidot.

Es ist eine aktinolithische Hornblende, etwas alkalihaltig, mit folgenden Eigenschaften:

Pleochroismus:

parallel c: blaugrün
senkrecht c: blass olivgrün
$n_\gamma/c = 16^0$
$Ch_z = +$

Sie geht z. T. in Chlorit über wie auch der Biotit.
Erz und Rutil sind stets in Nachbarschaft.

Gewisse hierher gehörende Gesteine führen beachtliche Mengen Titanit, so z. B. Handstück R. St. 16 aus dem Rieder Wasserstollen. Das gleiche Stück gibt auch die Erklärung für die Herkunft der Hauptmasse des Epidots: die Hornblende, reliktisch auftretend und ganz durchfressen von Karbonat, wird ersetzt durch Epidot, der sie

manchmal pseudomorphosiert (Hornblende-Spaltbarkeit setzt in den Epidot fort) und etwas Biotit. Kein Zweifel besteht, dass hier eine Ca-Mg-Hornblende in Epidot und Karbonat umgewandelt wird.

Die Hornblende kann gänzlich schwinden und wir gelangen zu Biotit-Epidotgneisen. Ausgeprägte Dominanz von Epidot führt gar zu einer Art Epidotfels.

Schliesslich finden sich in dieser Kategorie Epidot-Biotit-Chloritgneise mit analogen Eigenschaften wie die obigen.

Das Zurücktreten oder Fehlen leukokrater Gemengteile führt zu Hornblende-Epidotfelsen bzw. Epidotfels.

Typische Lokalitäten: Altbach bei Lax, Richinenbach bei Niederwald (Koord. 142,5/657), beidenorts am Kontakt mit perm. Sed.

### 4. Biotit-Chloritgneise

Dunkelblaue, äusserst feinkörnige, sehr kompakte Gesteine, worin manchmal epidotreiche Knollen.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Epidot |
| | Biotit | Apatit |
| | Chlorit | Hämatit |

Struktur: hypidiomorphkörnig
Textur: paralleltexturiert

Der Plagioklas zeigt in üblicher Weise Saussuritisierung.

Gesteine der Serie 3 und 4 können miteinander wechsellagern und lassen so bereits frühere Inhomogenitäten im Gesteinsverband erkennen, die im Falle, dass Sedimente vorgelegen haben, im Wechsel toniger Schichten mit mergeligen begründet liegt. Typische Lokalitäten wie unter 3.

### 5. Biotit-Chlorit-Schiefer, Biotit-Schiefer, Chlorit-Serizit-Schiefer

Über sie ist weiter nichts zu sagen, als dass sie mit den obigen Gneisen verknüpft sind und zudem begreiflicherweise öfters nicht so leicht von permischen Grünschiefern zu unterscheiden sind. Es fehlt ihnen aber die bei jenen so typische Karbonatsprenkelung, zudem ist der Biotit meist grobblättriger.

*Zusammenfassung*

Die Mischgneise sind eng miteinander verknüpfte saure aplitische und basische sedimentogene bis eruptive Gesteine, die teilweise deutlichen Injektionscharakter aufweisen. Kataklase und Albitisierung charakterisiert die sauren Typen; Kristallisationsschieferung, Saussuritisierung basischen Plagioklases und Umwandlung von Hornblende vor allem in Epidot die basischen.

Es sind sehr stark umgestellte Gesteine.

## IV. Gangbildungen

### 1. Quarzporphyrit

*Varietät a:*

Weisses Gestein, sehr feinkörnig, mit von blossem Auge sichtbaren gelblichen rechteckigen Feldspat-Einsprenglingen und kleinen schwarzen Magnetit-Oktaederchen. Nur schwach schiefrig und sehr kompakt.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Biotit |
| | | Epidot |
| | | Titanit |
| | | Karbonat |
| | | Magnetit |

Struktur: porphyrisch mit panallotriomorpher Grundmasse
Textur: schwach parallel struiert

Schon in dieser am wenigsten geschieferten Varietät ist trotz allem die Umstellung sehr gross, viel grösser als man beim Betrachten der Handstücke vermuten würde. In einer kleinkörnigen Grundmasse von Albit und Quarz liegen 1—2 mm lange albitische Einsprenglinge, vorwiegend mit Einschlüssen von Serizit und breiten Zwillingslamellen wie in den Albiten des permischen Keratophyrs. Leichte Serizitisierung der Grundmasse unter Parallelstellung der Glimmerblättchen ist zu beobachten.

Der Unterschied zur Varietät c liegt mikroskopisch nur in der weniger ausgeprägten Rekristallisation von Quarz, geringerer Karbonatisierung und Biotitführung.

*Varietät b:*

Grünliches, schiefriges Gestein. Die Schieferungsflächen sind mit schwach Fe-haltigem Serizit belegt. Feldspat und Magnetit erkennbar wie in a. Mechanische Effekte wie in c.

*Varietät c:*

Grau und schiefrig. Schwarze Flatschen von Biotit verleihen dem Gestein eine eigentümliche Sprenkelung. Sie sind gestreckt, und ihre Längsachsen verlaufen streng parallel und ungefähr in der Fallrichtung. Trotz zum Teil sehr starker Auswalzung sind im Querbruch manchmal noch Feldspat-Einsprenglinge erkennbar.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Epidot |
| | Biotit | Karbonat |
| | | Titanit |
| | | Pyrit |
| | | Magnetit |

Struktur: porphyrisch mit panallotriomorpher Grundmasse
Textur: kristallisationsschiefrig

Die Grundmasse besteht zum grössten Teil aus sehr kleinkörnigem Albit mit den obigen Nebengemengteilen. Darin liegen 1—2 mm lange Albit-Einsprenglinge, etwas karbonatisiert und serizitisiert und meist mit unscharfer, zackiger Begrenzung. Sie zeigen kataklastische Phänomene (Abscherungen), und in ihrem Druckschatten rekristallisierten Quarz und Karbonat.

Nester mit ausschliesslich Quarzaggregaten könnten frühere Quarzeinsprenglinge repräsentieren.

Serizit bevorzugt Anordnung in Schieferungsrichtung wie auch der Biotit, dessen Individuen sich zu langen Bändern vereinigen.

Karbonat durchfrisst z. T. die Albiteinsprenglinge.

Bis auf die übriggebliebenen Einsprenglinge ist jede ursprüngliche Struktur vollständig verschwunden. Das mikroskopische Bild dieser stark verschieferten Quarzporphyrite ist sehr ähnlich dem des völlig umgestellten Typus des permischen Keratophyrs mit Verlust der Eruptivstruktur und Verquarzung (Typus 5, p. 332). Auch der Mineralbestand ist ja weitgehend derselbe. Es ist aber anzunehmen, dass die Natron-Vormacht eine sekundäre Erscheinung darstellt. Konvergenzen zu schiefrigen aplitischen Gneisen sind möglich.

Auftreten: Diskordanzen zum Nebengestein existieren keine mehr. Die Gänge haben eine durchschnittliche Breite von 2 und mehr Metern. Selten lässt sich eine keilartige Verfingerung ins gneisige Nebengestein feststellen. Meistens handelt es sich um durchziehende einfache Bänder.

## 2. Lamprophyr

Dunkelgraue, schiefrige Gesteine mit oder ohne kleine Feldspat-Augen im Querbruch, dunklen Biotitflecken auf der Schieferungsfläche, die einen Serizitbelag aufweist.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Epidot |
| | albit. Plagioklas | Zoisit |
| | Biotit | Karbonat |
| | Serizit | Apatit |
| | | Leukoxen |
| | | Erz |

Struktur: porphyrisch mit hypidiomorphkörniger Grundmasse
Textur: kristallisationsschiefrig, wellig-linsig

Der Eindruck alpiner Überarbeitung ist ähnlich wie beim Quarzporphyrit, nur verstärkt hier die grössere Menge an Glimmer die Schiefrigkeit. Die Grundmasse setzt sich zusammen aus z. T. äusserst feinkörnigem Quarz und Albit, sowie Serizit und Biotit, welche beide Einsprenglinge von saussuritisiertem Plagioklas umrahmen. Leukoxen hat meist einen Rest von Erz im Zentrum.

Die primäre Struktur ist so gut wie ausgelöscht. Auch diese Gesteine sind also weitgehend alpin umgeprägt, etwas mehr als z. B. Lamprophyre des Oberaletschgebietes, weniger bezüglich Rekristallisation als solche des Gotthardmassivs (Gotthardstrasse). Nach dem jetzigen Mineralbestand sind es Kersantite.

Auftreten: Es ist analog dem des Quarzporphyrits, d. h. irgendwelche Diskordanzen zum Nebengestein sind verschwunden. Vielfach verbieten die Umstände ein weiteres Verfolgen solcher Gänge. Das ist umso bedauerlicher, als sich Konvergenzen zu basischen Schollen im Granitgneis einstellen können. So bringt in Zweifelsfällen erst der mikroskopische Befund einen endgültigen Entscheid.

*Zusammenfassung*

Saure und basische Ganggesteine erlitten starke mechanische Deformation und Umstellung unter weitgehendem Verlust ihres ursprünglichen Charakters. Sie sind den Granitgneisen parallel eingelagert und gleichsinnig mit ihnen verschiefert. Diskordanzen sind keine festzustellen. Im Untersuchungsgebiet treten sie nur in der Gegend des Bettmer- und Eggishorns auf, d. h. in Nähe des zentralen Aaregranits.

Zweifellos sind Quarzporphyrit und Lamprophyr saure und basische effusive Differentiate des zentralen Aaregranits.

## V. Pneumatolytisch-hydrothermale Zerrkluft-Bildungen

(a und b = alpine Zerrkluftbildungen; c = wahrscheinlich hydrothermales Stadium der Granitintrusion)

Dieses Kapitel soll nur kurz gestreift werden, da keine eingehenden Untersuchungen vorgenommen wurden. Deshalb können die nachfolgenden Beobachtungen auch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

### Mineralgesellschaften

a) Quarz, Adular
Fluorit, Zeolithe, Pyrit
Bekannte Fundstelle im Gibelsbach bei Fiesch. Weiteres siehe: Niggli, Koenigsberger, Parker: Die Mineralien der Schweizer Alpen, Band I, p. 154.
Pyrit in grossen, derben Kristallen zusammen mit Quarz und Albit auf Klüften im Rieder Wasserstollen.

b) Quarz, Adular, Albit, Chlorit, Kalzit
Apatit, Titanit, Epidot, Prehnit, Amiant, Zeolithe, Anhydrit
(op. cit. unter V a)
Die früher offenbar sehr ergiebige Fundstelle an der sog. Burg am Abbruch des Fiescher Gletschers ist vollständig ausgebeutet. Von dieser Mineralgesellschaft finden sich im ganzen Untersuchungsgebiet am häufigsten noch
Quarz, Adular, Epidot, Chlorit.

Epidot bis zu 5 cm Länge wurde gefunden (Grat Eggishorn-Bettmerhorn), am gleichen Ort auch Kluftfüllungen mit Quarz, Chlorit, Muskovit.

c) Quarz, Fluorit, Baryt, Bleiglanz
Eine Linse mit Baryt und Fluorit entdeckte Prof. HUTTENLOCHER im Altbach bei Lax. Eine weitere Stelle befindet sich im Bader (Koord. 649.7/137.2 am Weg Martisberg-Eggen, Höhe 1400 m). Sie ist gekennzeichnet durch die obige Mineralgesellschaft.

## VI. Tektonite

Es fragt sich, wie weit man den Begriff Tektonit in diesem Gebiet ganz allgemein starker Verschieferung dehnen soll. Er sei hier angewandt auf Gesteine, die entweder schon makroskopisch oder erst mikroskopisch starke Deformation aufweisen.

| Makroskopisch: | Mikroskopisch: |
|---|---|
| 1. Boudinage aplitisch-pegmatitischer Schlieren | sehr starke Kataklase vor allem an Plagioklas unter Bildung eines feinen Zerreibungs-Mörtels |
| 2. stärkste Verschieferung und Verscherung z. T. unter Bildung von Rutschharnischen | |

Vollständiger Verlust jeglicher ursprünglichen Textur und Struktur.

Im Felde zu beobachtende Deformationserscheinungen sind natürlich besonders eindrucksvoll. Sie betreffen Injektionsgneise. Die Figur 2 lässt erkennen, welche Wirkungen hervorgebracht werden konnten. Man versteht sehr gut, wie hierbei konglomeratähnliche Gebilde möglich werden. Prinzipiell handelt es sich um die gleiche Erscheinung, die H. F. HUTTENLOCHER (lit. 64) in der Massaschlucht an altkristallinen Gesteinen feststellte.

In der gleichen Zone, in der wir die obige Beobachtung machen können, finden sich auch häufig Rutschharnische an grünlichen granitischen Gesteinen, die vollständig verschert sind. Die Rutschharnische selber bestehen aus einem dunkelroten, spiegelglänzenden und glattpolierten Hämatitüberzug mit Riefung. Diese Riefungen, in z. T. sich kreuzenden Systemen vorhanden, erlauben, die Richtung der vollzogenen Bewegungen mit dem Kompass im Gelände genau zu fixieren. Die erhaltenen Resultate sind in Fig. 3 dargestellt.

Fig. 2. Tektonit. Granitisches Gestein mit pegmatitischen Schlieren, welche versetzt und abgequetscht wurden (Boudinage). Bewegungsrichtung Ost-West, entsprechend den an den Rutschharnischen festgestellten Bewegungen (siehe Fig. 3). Keine winkeltreue Wiedergabe und auch anderweitige Verzerrungen in der Zeichnung, da es sich nicht um einen planen Anschnitt handelt. So verläuft die Ebene im unteren Drittel der Zeichnung ungefähr in der Zeichnungsebene, im mittleren Drittel senkrecht dazu und im obersten wieder ungefähr in der Zeichnungsebene.

Linkes Rhoneufer südl. Tola (oberhalb Mörel, Koord. 647.9/135.1).

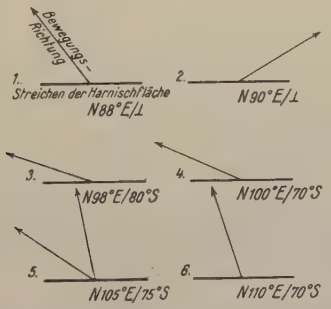



Fig. 3. Feldmässige Orientierung von Harnischflächen (dicker horizontaler Strich) und den ihnen zugeordneten Bewegungsrichtungen (Pfeile). Die Messungen 2—6 geben die Streuung innerhalb ca. 30—50 m² wieder (exkl. Messung 1). Auf der gleichen Fläche können auch zwei Bewegungsrichtungen sich kombinieren (wie in 5). Die in 2 angegebene Richtung ist selten. Diagonal zu diesem Harnischflächen-System verläuft eines N 10° E / 70° E.

Tracé der Furkabahn zwischen Filet und Nussbaum, Koord. 135.5/648.5.

Erstaunlicherweise sind aber die kataklastischen Wirkungen viel geringer, als man nach dem Betrachten der Handstücke schliessen würde. Sie fehlen zwar nicht, sind jedoch nicht stärker als in manchem Gestein des ganzen Gebiets, das hier nicht als Tektonit aufgeführt ist.

Zu den Tektoniten zu zählen sind weiter sehr scharf paralleltexturierte aplitische Gneise. Sie bestehen aus Lagen mit Quarz-Feldspat und feinen zwischengeschalteten Häutchen von grünlichem Serizit. Starke Kataklase an Quarz und Plagioklas ist festzustellen. Auf den Bewegungsbahnen dringt meist auch Albit und Karbonat ein. Die Feldspäte werden nach Möglichkeit mit ihrer Längsachse in die Stressrichtung eingedreht. Mörteliges Zement und Glimmerzüge umfliessen sie.

Endlich sei hier stark kataklastischer porphyrischer Granitgneis erwähnt. Der Plagioklas ist manchmal vollständig zerrieben. Eigentümlicherweise vermochte aber der Stress den Orthoklas-Einsprenglingen nicht viel anzuhaben. Eine solche Stelle befindet sich z. B. bei Wirbel im Fieschertal.

*Zusammenfassung*

Tektonite finden sich vor allem in sauren Gesteinen wie Aplit-, Granit- und Injektionsgneisen, seltener in basischen. Sie sind charakterisiert durch starke Kataklase auf parallelen Bahnen der Stressbewegung, verbunden mit dem Eindringen albitischer und karbonatischer Lösung. Unter Umständen geht mit der Kataklase Hand in Hand eine stoffliche Differentierung. Die Brekzierung aplitisch-pegmatitischer Schlieren in Injektionsgneisen ergibt Pseudokonglomerat.

## VII. Zusammenfassung der metamorphen Erscheinungen in sämtlichen vorkommenden Gesteinstypen

Die altkristalline Gesteinsserie umfasst granitische Anteile mit ihren intermediären und basischen Einlagerungen von Schollencharakter und jüngeren Gangbildungen von Quarzporphyrit und Lamprophyr; ferner saure und basische Mischgneise mit Übergangstypen; schliesslich Aplite und Pegmatite des angrenzenden z. Agr. Sie ist mehr oder weniger verschiefert, im ersten Fall unter vollständigem Verlust der ursprünglichen Struktur und Möglichkeit der Tektonit-Bil-

dung. Der Plagioklas ist das Mineral mit den stärksten Deformationserscheinungen, die sich entweder in rein mechanischen Wirkungen kundtun oder verbunden sind mit intensiver Serizitisierung. Weitere Prozesse der Metamorphose bedingten einen Abbau von Hornblende zu Biotit und Chlorit oder zu Epidot. Auch Biotit wird z. T. direkt in Epidot umgewandelt. Neu zugeführt wurden Albit und Karbonat, die in erster Linie auf Stressbahnen eindrangen. Deshalb sind die Effekte von Albitisierung und Karbonatisierung in nur schwach schiefrigen Gesteinen weitaus geringer. Aus Kalifeldspat wurde so Schachbrettalbit. Der Kalifeldspat zeigt übrigens weitgehende Unversehrtheit und stellt sich so in Gegensatz zum eigentlichen alten Mineralbestand.

Bei den sauren Gesteinen überwiegt die mechanische Deformation, bei den basischen die stoffliche Umstellung. Deshalb sind im untersuchten Gebiet, mit Ausnahme der Gegend um Mörel-Naters, saure altkristalline Gesteine von entsprechenden permischen wohl zu unterscheiden. Bei den basischen jedoch (betrifft in erster Linie basische Mischgneise) entstand aus der Mineralassoziation

Hornblende - basischer Plagioklas (Labrador)
↓
Aktinolith - Epidot - (Biotit) - Chlorit - Albit - Quarz
↓
Chlorit - Biotit - Albit - Quarz *)

d. h. aus der mesometamorphen Assoziation wurde eine epimetamorphe der Grünschieferfazies. Es kann deshalb nicht verwundern, wenn sich Konvergenzen zu den permischen Grünschiefern einstellen.

Resultat. Die altkristallinen Gesteine erfuhren eine retrograde Metamorphose (Saussuritisierung von Plagioklas, Epidotisierung und Biotitbildung von Hornblende), die schon voralpin einsetzte in Zusammenhang mit alter pegmatitisch-hydrothermaler Tätigkeit und letztlich eine Verstärkung durch die alpine Dislokationsmetamorphose erlitt unter Erreichen einer epimetamorphen Mineralassoziation (weitere Biotitisierung von Hornblende, Epidotisierung und Chloritisierung von Biotit, Albitisierung) Sie sind polymetamorph und werden durchschlagen von jüngsten Apliten und Pegmatiten, teilweise sicher zentralaargranitisch.

*) Eine solche Unterteilung der retrograden Metamorphose scheint sich nicht zuletzt deshalb zu rechtfertigen, weil auch im z. Agr. Albitisierung, Chloritisierung und Epidotisierung von Biotit sich breitmacht.

b) GEOLOGISCHES AUFTRETEN DER ALTKRISTALLINEN GESTEINE

Granitgneis in allen seinen Abarten ist das Hauptgestein der ganzen Gegend. Zunächst soll uns aber aus Gründen der genetischen Deutung das Auftreten der Mischgneise beschäftigen.

Die unter III/3—5, p. 243—245 beschriebenen basischen Gesteine treten nicht nur schollenartig auf, sondern können auch etwas grössere zusammenhängende Züge von mehreren hundert Metern Länge und mindestens einigen Metern Mächtigkeit bilden. Sie sind typisch für die Gegend zwischen dem Altbach bei Lax und Niederwald nördlich der permischen Sedimentzone. Sie wurden vom aplitischen Gneis derselben Zone (Mörel-Niederwald) injiziert, entweder bänderweise oder in kleinere Schollen aufgelöst (ähnlich wie in Fig. 4, 5, 8). Die Injektion erfolgt konkordant oder diskordant. Schliesslich wird das

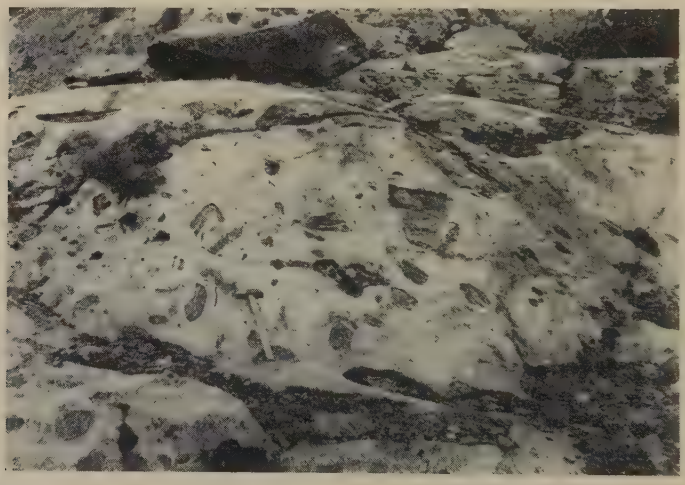


Fig. 4. Aplitischer Gneis mit Amphibolitschollen.
Hinterburg ob Titer, am Fiescherletscher.

Ganze von jüngsten Apliten, teilweise sicher zentralaargr., durchschlagen. Der aplitische Gneis erlangt in der Nähe der basischen Partien oftmals pegmatitische Ausbildung (Fig. 6 und 7). Schlieren dieser Art durchwirken das Gestein oder zeigen perlschnurartige Ablösung. Auch eine mehr allseitige Durchwirkung mit pegmatitischer Substanz ist möglich. Aus diesem Verhalten ergibt sich die Möglichkeit, grössere selbständige Feldspatindividuen zu bilden, was

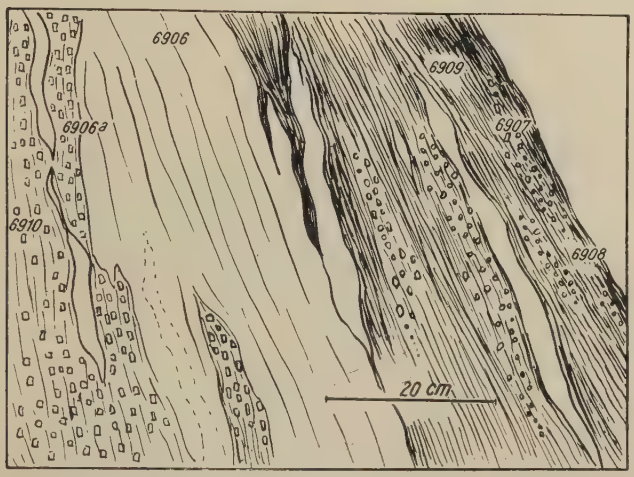



Fig. 5. Durchtränkung eines basischen, vorwiegend dioritischen Altbestandes mit pegmatitischer Lösung, z. T. lit par lit, z. T. unter Sprossung von Kalifeldspat. Alle Übergänge der Feldspatisierung. Zahlen = Handstück-Nummern. Injektionszone am Tälligrat (NE vom Eggishorn, Koord. 651/143).

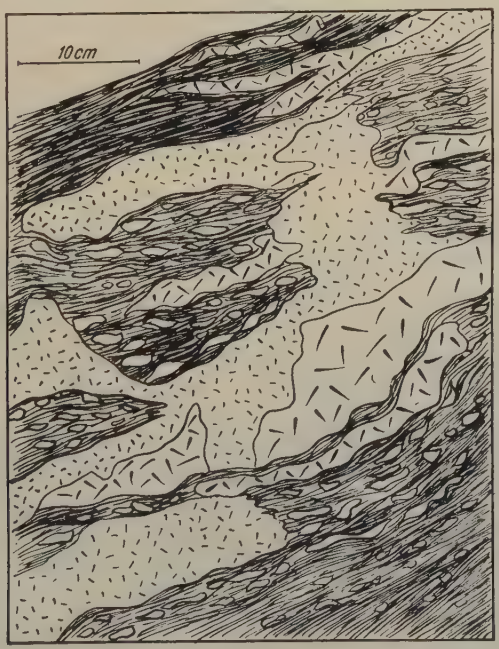



Fig. 6. Ablauf der Vorgänge bei der aplitisch-pegmatitischen Durchdringung eines basischen Altbestandes. Grobe Striche: Pegmatit; feine Striche: Aplit. Aderweises Eindringen der aziden Lösung in das glimmerreiche Gestein, linsenartiges Ablösen, Bildung von Feldspataugen. Linkes Rhoneufer südl. Tola (oberh. Mörel, Koord. 647.9/135.1).

direkt beobachtet werden kann. Die Erscheinungen sind in Fig. 6 wiedergegeben.

Aus Gründen, die z. T. schon bei den Gesteinsbeschreibungen erörtert wurden, z. T. sich aus den obigen Verhältnissen ergeben, handelt es sich hier wahrscheinlich um mehrfach injizierte Paragesteine. Die Hauptinjektion lässt durch allmähliche Übergänge die Entstehung von Streifen — und schliesslich Augengneis erkennen. Ferner schafft die aplitisch-pegmatitische Auflösung diorit- und granitartige Gesteine. Der ursprüngliche Gesteinskomplex vermochte sich am besten zu erhalten zwischen Niederwald und Lax; von Lax nach Mörel hinunter treten hauptsächlich nur noch kleinere amphibolitische Schollen in aplitischem Gneis auf.

Der Aplitgn. seinerseits steht in Zusammenhang mit Aplitgranitgn., ja sogar mit massigem oder schwach schiefrigem porphyr. Gr.gn., denn es bestehen keine scharfen Grenzen zwischen ihnen, vielmehr gehen sie allmählich ineinander über. Nehmen wir als Beispiel das Profil des Tiefenbachs, der zwischen Golmenegg und Mörel den Talhang durchfurcht: Kennzeichnend ist dort das Auftreten basischer Schollen (meistens vorwiegend aus Biotit bestehend), die bald in aplitischem Gneis, bald in Gr.porphyrgn. liegen.

Solche Injektionszonen mit kleineren und grösseren Amphibolitschollen in aplitisch-pegmatitischem oder granitischem Gneis und mit Streifengneisen (Fig. 5, 6, 7) finden sich immer wieder im grossen Komplex der Granitgneise. So zieht sich eine nächst nördlichere Zone vom Riederhorn über Riederalp, Bettmeralp nach dem Hotel Jungfrau und eine weitere vom W-Ufer des grossen Aletschgletschers beim Einstieg des Weges nach der Riederalp über den Bettmerhorn-Westfuss, Eggishorn, Tälligrat zum Abbruch des Fieschergletschers *).

Am Tälligrat ist die Feldspatsprossung sehr instruktiv. Pegmatitische Schlieren durchziehen in der Streichrichtung das Gestein, welches ursprünglich basischer, meist dioritischer Natur war und z. T. jetzt noch ist. Diese basischen Partien werden von der pegmatitischen Lösung durchtränkt, lit par lit und unter Sprossung von Kalifeldspat in den dazwischen liegenden Teilen. So entsteht eine

*) Zwischen Fieschertal und Bieligertal sind die Aufschlussverhältnisse denkbar ungünstig. Es kann sich schon zum vornherein nur darum handeln, eine grobe Zoneneinteilung zu geben nach dem Gesamteindruck. Sobald grössere Komplexe einer Beobachtung nicht oder nur mangelhaft zugänglich sind, hört natürlich auch das Zusammenfassen zu Zonen auf.

Fig. 7. Pegmatitische Schlieren mit zwischengelagerten feldspatisierten Zonen umfliessen eine Amphibolitscholle (sauss. Plagioklas + Hornblende), die dank ihrer ausserordentlichen Kompaktheit durch Verwitterungsvorgänge klotzig herauspräpariert wurde. Nach dem Auftreten sicher eine Scholle gabbroiden Eruptivgesteins. Passives Verhalten gegenüber der sie umfassenden pegmatitischen Lösung.
Block in der Schutthalde NW der Elselücke, Koord. 649/141.7.

Fig. 8. Aplitischer bis granitischer Gneis mit kleinen Amphibolitschollen in Parallelanordnung, mit der sich die alpine Streichrichtung deckt: sehr alte, bereits vorherzynische Struktur. Frutt, Bieligertal, Koord. 657.8/147.7.

kontinuierliche Gesteinsserie von schiefrigem Diorit zu schiefrigem granitisch aussehenden Gestein mit gesprossten Feldspäten (vgl. Fig. 5 u. 6).

Die nördlichste der angeführten Zonen ist ausser durch streifige Injektionsgneise in spezifischer Weise gekennzeichnet durch kleine Amphibolitschollen in aplitgranitischem Gneis. Sie liegen entweder ungeregelt, wie es Fig. 4 zeigt, oder sind parallel der Streichrichtung angeordnet (siehe Fig. 8).

Kehren wir nun zurück zu unsern Granitgneisen.

Wir wissen um massigen und schiefrigen Granitgn., grobporphyrisch oder kleinporphyrisch, der in erster Linie den Grat von der Riederfurka über das Bettmerhorn nach dem Eggishorn aufbaut. Weiterhin ist er auf der Ostseite des Fieschertales zwischen Wirbel und Titer sehr schön ausgebildet und gut aufgeschlossen.

Er wird, wie bemerkt, durchzogen von Injektionszonen. Wo solche fehlen, tritt er in grösseren Arealen recht homogen auf und enthält nur kleinere Amphibolitlinsen, so z. B. in der Gegend von Bettmerhorn - Auf den Sätzen - Katzlöcher und weiter nach SW.

Bevor wir tiefer in genetische Fragen eindringen, sind die verschiedenen Erscheinungen einmal kurz zusammenzufassen:

1. Injektion in vorwiegend basische Ortho- und Paragesteine (Diorite, Gabbros, Amphibolite s. str., Hornblende - Epidot - Glimmergneise bis -Schiefer) schafft streifen- und augengneisartige Pseudodiorite und porphyrische Granite, speziell durch Sprossung von Kalifeldspat. Streifengneis und Augengneis führen als hauptsächliche melanokrate Gemengteile nur noch Biotit und Chlorit, keine Hornblende mehr.
2. Der injizierende aplitisch-pegmatitische Gneis steht unmittelbar in Zusammenhang mit Granit und Granitporphyr, ist also dessen saures Differentiat. Dieser Granit ist massig bis schwach schiefrig.
3. Ausgesprochen schiefriger Gr.gn. meistens in Augengneis-Ausbildung, nimmt grosse Areale des Gebietes ein.
4. Zwischen schiefrigem Granit, massigem Granit, Aplitgranit und Aplit bestehen keine scharfen Grenzen.
5. Augengneis, der deutlich durch Stoffwanderung entstanden ist, zeigt mineralogisch keinen Unterschied zu solchem, bei dem der Zusammenhang mit Injektionen nicht ersichtlich.

## c) DER KONTAKT ZUM ZENTRALEN AAREGRANIT (z. Agr.)

### Spezifische Unterscheidungsmerkmale zwischen südl. Granitgneisen (s. Gr.gn.) und z. Agr.

Der z.Agr. zeichnet sich im Gelände aus durch seine viel grössere Homogenität. Da er in Nähe der s. Gr.gn. oftmals flasrig ausgebildet ist, so ist dieses Unterscheidungs-Merkmal sehr wesentlich. Im allgemeinen finden sich in seinen kontaktnahen Komplexen höchstens kleine, im besten Falle einige Zentimeter lange Biotitschmitzen. Öfters gibt er sich auch schon auf grössere Entfernung durch seine hellere Tönung zu erkennen. Erscheint er in ausgesprochen aplitischer Ausbildung, so unterscheidet er sich von südl. Aplitgranitgn. durch das Fehlen amphibolitischer Schollen, die für jene typisch sind. Von massigen Gr.gn. ist er verschieden durch gröbere Körnung und grünliche Flatschen, die durch Serizitisierung und Saussuritisierung von Plagioklas hervorgerufen werden. Schiefrigen Gr.gn. gegenüber erweist er sich in der Regel als glimmer-, vor allem serizitärmer. Porphyrisches Auftreten ist möglich, aber im allgemeinen nicht in der Art und Weise schiefriger grobporphyrischer Gr.gn. der südlichen Zone, d. h. im Augengneistypus.

Der qualitative Mineralbestand aber ist derselbe wie in unsern Gr.gn., wie auch die Erscheinungen der Albitisierung, Chloritisierung und Epidotisierung.

Die Schiefrigkeit, die im allgemeinen auch den kontaktnahen z. Agr. erfasst, erzeugt z. B. in der Gegend des Märjelensees gewisse Abarten, die grosse Ähnlichkeit mit s. Gn. aufweisen. In diesem Zusammenhange sei erwähnt, dass Biotit und Biotitflatschen auch im z. Agr. nach oben gestreckt sind.

Aus den obigen Darlegungen ergibt sich die Wichtigkeit feldgeologischer Untersuchung. Vermag auch das mikroskopische Bild nichts Wesentliches auszusagen über die Unterschiede, so sind dafür die Verhältnisse im Gesteinsverband umso eindeutiger; denn es ist keinesfalls so, dass die Abgrenzung z.Agr.-südliche Schiefer eine willkürliche und auf wackeligen Fundamenten stehende Annahme wäre.

### Kurze Bemerkung zum Chemismus der beiden Granite auf Grund zweier Analysen (vgl. Tabelle S. 260).

Beide Gesteine entsprechen nach ihrem Chemismus einem rapakiwitischen leukosyenitgranitischen Magma der Kalireihe. Die Unter-

schiede in den Werten sind gering. Es bestätigt sich die Analogie im Mineralbestand.

Tabelle 1. *Chemische Analysen altkristalliner Gneise*

(vgl. auch S. 239 und 259)

| | Nr. 23 | Nr. 24 | Nr. 25 |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 48,05 | 67,98 | 72,00 |
| $Al_2O_3$ | 21,34 | 15,50 | 13,41 |
| $Fe_2O_3$ | 4,39 | 2,09 | 1,83 |
| FeO | 3,09 | 1,69 | 1,25 |
| MgO | 5,35 | 1,01 | ,93 |
| MnO | ,18 | ,06 | ,10 |
| CaO | 10,66 | 2,14 | 2,26 |
| $Na_2O$ | 2,52 | 3,65 | 3,77 |
| $K_2O$ | 1,12 | 4,84 | 3,43 |
| $H_2O^+$ | 3,06 | ,66 | ,78 |
| $H_2O^-$ | — | — | — |
| $TiO_2$ | ,74 | ,45 | ,45 |
| $P_2O_5$ | ,08 | ,11 | ,17 |
| $CO_2$ | Sp. | — | — |
| Total | 100,58 | 100,18 | 100,38 |
| si | 117 | 301 | 364 |
| al | 30,5 | 40,05 | 40,0 |
| fm | 34,5 | 20,0 | 19,0 |
| c | 27,5 | 10,0 | 12 |
| alk | 7,5 | 29,5 | 29,0 |
| k | ,23 | ,46 | ,38 |
| mg | ,57 | ,33 | ,37 |
| ti | 1,3 | 1,6 | 1,8 |
| p | ,15 | ,27 | ,30 |

Angaben nach lit. 84

Nr. 23

metamorpher Gabbro (in lit. 84 als metam. Diorit bezeichnet), Hang nördl. Riederalp

Nr. 24

Porphyrischer Granitgneis der südlichen Schieferzone (Hotel Jungfrau)

Nr. 25

Flasrig-schiefriger zentr. Aaregr. vom Märjelensee

Analytiker: J. Jakob

## Die Kontaktverhältnisse

Fast im ganzen Gebiet ist der Kontakt mechanisch. Diese grosse tektonische Linie ist im Gelände als Kerbe erkennbar, die über das Risihorn, dem Längsee und den roten Seen entlang ins Bieligertal zieht. Vom Fiescherglетscher nach SE zum Märjelensee ist die Grenze morphologisch nicht speziell markant. Schliesslich aber erkennt man sie bei günstiger Beleuchtung sehr gut am Westabhang des Eggihorns von Belalp aus. Weiter kann uns der mechanische

Kontakt hier nicht interessieren. Vielmehr soll noch von Primärkontakten die Rede sein. Für sie ist kennzeichnend, dass der angrenzende z. Agr. aplitisch ist mit mehr oder weniger ausgesprochener Schieferung.

Ein erster solcher findet sich beim Punkt 2348.6 am Ufer des grossen Aletschgletschers SW vom Eggishorn (Fig. 9). Bei nähe-

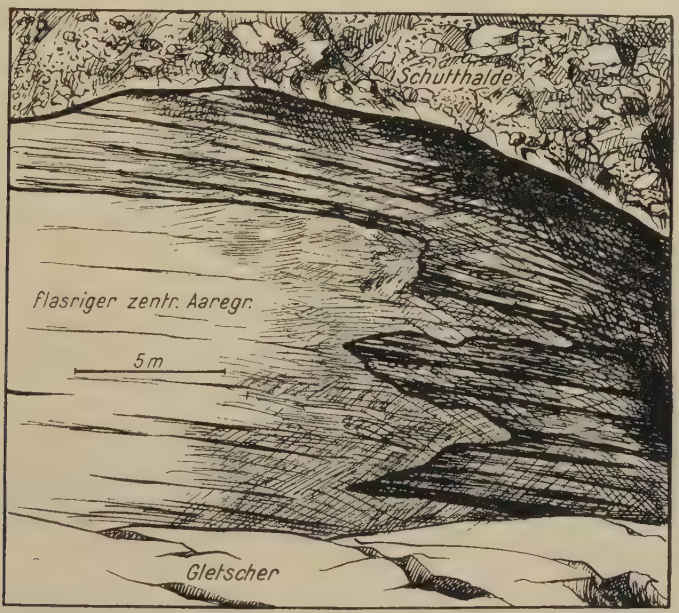



Fig. 9. Primärer Kontakt zwischen z. Agr. (hell) und südl. Gr.gn. (dunkel). Der Granit dringt apophysenartig in den Gneis. Abtauchen des Intrusivstockes gegen rechts. Felsbuckel bei Pt. 2348.6 SW vom Eggishorn.

rer Betrachtung sieht man, wie in schiefrigem oder eher massigem aplitischem z. Agr. Schollen von südlichem porphyrischem Gr.gn. schwimmen, z. T. samt basischen Einlagerungen und in Linsen bis zu 10 m Länge (in Fig. 9 nicht ersichtlich). Leider sind hier im übrigen die Verhältnisse nicht gut zu studieren wegen starker oberflächlicher Anwitterung. Die Struktur des eingeschlossenen porphyrischen Gr.gn. verläuft parallel derjenigen, die im selbständigen Granitgneis-Komplex herrscht.

Eine andere wesentlich aufschlussreichere Stelle befindet sich ebenfalls am SE-Ufer des grossen Aletschgletschers, so vor allem an den Felsen NE des Einstieges nach der Belalp. Der südlichste, von der Grimsel herkommende z.agr. Eruptivstock ist in der vor-

liegenden Gegend endgültig untergetaucht, nachdem wir ihn zuletzt in der Gegend des Eggishorns gesichtet haben. Wir können aber aplitische Gänge und Stöcke beobachten, die noch mit diesem Eruptivstock in Beziehung stehen müssen.

Die Gründe dafür sind:

1. Grosse Mächtigkeit, kombiniert mit Häufigkeit, wie sie in der ganzen Gegend an andern Apliten nicht beobachtet werden kann.
2. Gleichartigkeit der Erscheinung bei aplitischen Gängen und Stöcken, deren Zusammenhang mit einem Eruptivstock ohne weiteres ersichtlich ist.
3. Die mineralogische Analogie mit sicheren aplitischen Randpartien des z. Agr.

Die Aplitgänge des z. Agr. durchschlagen die s. Gn. in annähernd NE-SW-Richtung, d. h. in scharfer Diskordanz. Wie sich die Verhältnisse im einzelnen gestalten, zeigen Fig. 10 und 11. Kontaktphänomene sind nur insofern vorhanden, als direkt am Kontakt zwischen z. Agr. und den Gneisen in ersterem manchmal ein der Kontaktlinie parallel verlaufender Reaktionsrand von Biotit festgestellt werden kann.

Der wesentliche Unterschied des z. agr. Aplits gegenüber den s. schiefrigen Gr. gn. besteht in der geringeren Serizitisierung seines Plagioklases. Unwesentlich ist der Unterschied im Mineralbestand an sich.

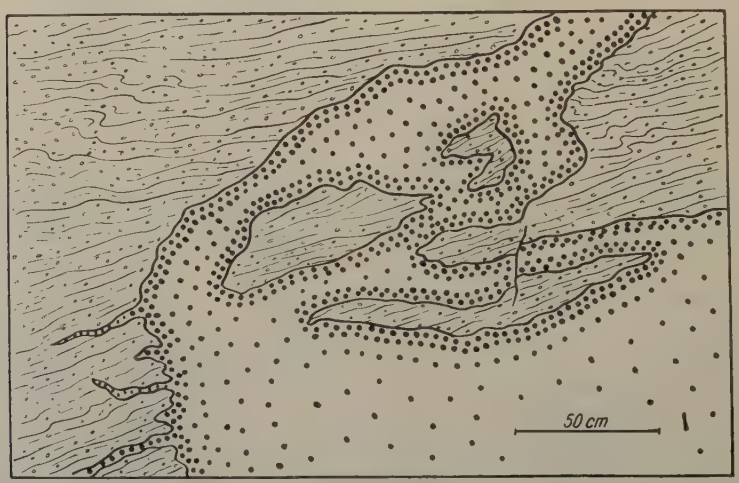



Fig. 10. Z. Agr. durchdringt südl. Gr. gn. Völlig passives Verhalten. E-Ufer des gr. Aletschgletschers 200 m NE Pt. 1928, Koord. 645/138.2.

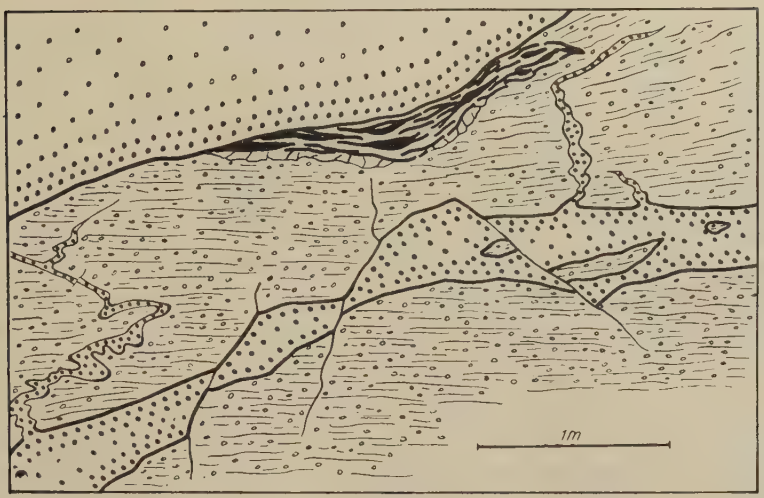



Fig. 11. Oben links ein 2—3 m breiter Gang von z. Agr. Bildmitte: ein Nebengang des obigen mit kleinen Apophysen in den Gr. gn. hinein. In diesem selber — direkt am Kontakt mit z. Agr. — eine früher injizierte basische Scholle mit pegmatitischem Rand. Keine Kontaktphänomene erkennbar. Alpine Deformation unter Abdrücken zweier mittlerer Gangstücke nach oben hin. E-Ufer des gr. Aletschgletschers 200 m NE Pt. 1928, Koord. 645/138.2.

## d) GENESE DER ALTKRISTALLINEN GESTEINE

### I. Die südlichen Gneise des westlichen A. M. im Lichte ihrer Erforschung

Es soll und darf sich natürlich nicht darum handeln, dieses Thema erschöpfend zu behandeln. Dem Schreibenden scheint es aber wünschenswert, seine Untersuchungsergebnisse in den richtigen Rahmen zu stellen. Im Wesen von Geologie und Petrographie liegt begründet, dass sich im Laufe der Jahre ein immenses Beobachtungsmaterial anhäuft, auf dessen mehr oder weniger fruchtbaren Boden Theorien entstehen und oft wieder verblühn. Da im grossen ganzen infolge des Ausmasses und der Komplexität der erdgeschichtlichen Erscheinungen die experimentelle Fundierung fehlt, wird vielfach schon die Beobachtungsweise a priori auf theoretische Gesichtspunkte abgestellt. Wohl dem, der danach noch unentwegt seinen Pfad im Urwald geologischer Beobachtungen und Ansichten findet. Deshalb sei angedeutet, wo man eigentlich heute in der Untersuchung der südlichen Gneise des westlichen A. M. steht und wie sich die neuen Beobachtungen in das Bild einfügen.

Noch zu Ende des 19. Jahrhunderts waren die südl. Gn. ziemlich unbekannt, und es war das Verdienst Ed. von Fellenbergs (lit. 36), die ganze Zone in ihrem Ausmasse erkannt zu haben. So unterschied er bereits Serizit-Augengneise, Serizitgneise und Serizitschiefer und konstatierte amphibolitische Einlagerungen (so z. B. oberhalb der Riederalp). Genetische Deutungen hatten begreiflicherweise vor den Beschreibungen zurückzutreten. Seine Beobachtungen haben sich auch in unserm Untersuchungsgebiete einmal mehr bestätigt, und mit Recht sagt A. Baltzer (lit. 7) von Fellenbergs Arbeit: „Und mögen die Theorien wechseln, in Fellenbergs Arbeit ist ein Schatz nutzbarer Beobachtungen für alle Zeiten niedergelegt".

A. Baltzer (lit. 7) zog auf Grund des mittlerweilen schon beachtlich angewachsenen Beobachtungs- und Vergleichsmaterials sehr weitgehende Schlüsse, welche sich auch auf seine Ansichten über die Art der Intrusion des z. Agr., die er in Verbindung mit der „karbonischen Faltung" brachte, stützten. Gneisige Struktur des z. Agr. und teilweise die Ausbildung der Augengneise der südlichen Schieferhülle glaubte er im Sinne von Weinschenks Piezokristallisation (magmatische Verfestigung unter gerichtetem Druck) erklären zu können und bemerkt weiter: „Was dann von Gesteinsveränderungen am festen Material der tertiären Faltung zugeschrieben werden muss, ist bekanntlich schwer zu sagen" (lit. 7). Die Kontaktmetamorphose zwischen z. Agr. und Schiefern hielt er für gering.

Mit Ausnahme der letzten Aussage wurden Baltzers Anschauungen, deren Hauptgewicht auf Piezokristallisation und Protoklase lagen, wegleitend für die folgenden Jahrzehnte. Die Wirkungen der Dynamometamorphose wurden in den Hintergrund gestellt, wenn auch B. einmal den Gedanken ausspricht, Augengneis könnte aus der Pressung von ursprünglich granitporphyrischen Partien hervorgegangen sein.

E. Hugi (lit. 53—55) und mit ihm seine Schüler W. Fehr und H. F. Huttenlocher massen der Einwirkung des intrudierenden z. Agr. auf die Schiefer eine ganz enorme Bedeutung zu, die den Rahmen einer normalen Kontaktmetamorphose sprengt. Nach dieser Anschauung hätte die Schieferhülle vor der Intrusion des z. Agr. vorwiegend als sedimentogenes Substratum vorgelegen und wäre durch die pneumatolytisch-hydrothermale Einwirkung bei der Granitintrusion „hochmetamorph verändert", also vergneist worden. Hugi wird dadurch zum eigentlichen Verfechter von Piezokristallisation und Piezokontaktmetamorphose im vorliegenden Bereich. An Stelle der richtungslosen Produkte der normalen

Kontaktmetamorphose hätten sich vorwiegend ausgesprochen schiefrige Gesteine gebildet. Die Wirkungen einer solchen Metamorphose schienen sich ihm zu dokumentieren im Auftreten Mn-haltiger Apatite, Titanit, Orthit und Feldspatisierung, bei welcher sich Kalifeldspat-Bildung wechselweise ablöste mit Albitisierung.

Hugi und seinen Schülern ist allerdings nicht entgangen, dass die eigentliche Kontaktgrenze zwischen z. Agr. und Schiefern eine scharfe ist (ganz abgesehen von alpin bedingten mechanischen Kontakten). Dem dadurch entstehenden Widerspruch mit einer so weitreichenden Kontaktmetamorphose konnte nicht befriedigend begegnet werden.

Bei Swiderski (lit. 117) taucht der Gedanke des tiefen Ursprungs der Augengneise in vorgerücktem Stadium der Regionalmetamorphose auf.

H. F. Huttenlocher baut in seiner Dissertation (lit. 60) die Theorie Hugis von der Kontaktmetamorphose weiter aus und betrachtet den Wiwannigranit südlich des Bietschhorn-Granits als in direktem Zusammenhang mit der Intrusion des z. Agr. stehend. Ungefähr 10 Jahre später (lit. 62) erkennt er einen allmählichen Übergang des Wiwannigranits zu den südlich anschliessenden Schiefern, welche vorwiegend granit-aplitischen und vereinzelt Augengneis-Charakter haben. Südlich dieses Granitaplits folgt die eigentliche Augengneiszone. Der Augengneis, so schreibt er, stelle mindestens nicht in allen Fällen metamorphe granitporphyrische Gesteine dar, sondern feldspatisierte Produkte (inniger Wechsel feldspatarmer und -reicher Lagen usw.). Ferner wird nun von der kontaktmetamorphen Beeinflussung vom z. Agr. her abgesehen. Die Injektionserscheinungen seien von Vorläufern des eigentlichen zentralaargranitischen Magmas geliefert worden. Die geringe Beeinflussung des Nebengesteins (das ja im Grunde genommen nach Art seiner Erscheinung bereits einem ziemlich tiefen Niveau entspräche) durch den z. Agr. bei der Intrusion wird erklärt durch entstandene Niveauunterschiede (neben zeitlichen Unterschieden) dadurch, dass „das extrem saure granitische Restmagma, das sich seiner mineralbildenden leichtflüchtigen Bestandteile schon weitgehend entledigt hatte, in die mittlerweile in ein relativ hohes Niveau gelangte Injektionszone hineingepresst wurde“ (vgl. lit. 62).

In der Exkursionsbeschreibung Brig - Oberaletschgl. - Gr. Aletschgl. - Riederalp - Mörel (Brig), lit. 37, Fasc. VII, kommt bereits eine modifizierte Anschauung Huttenlochers zum Ausdruck. Er unterscheidet scharf zwischen Phänomenen, hervorgerufen durch

den z. Agr., und solchen einer ältern Injektion (Kontakt Oberaletsch). Die Vielfalt der südl. Gn. ersieht man aus der kurzen Beschreibung der petr. Verhältnisse zwischen Naters und Blatten (schlieren- und schollenartige Bildungen, Mischgneise, verschieferte Granitporphyre usw. Vgl. auch lit. 133).

Im Jahre 1942 (lit. 63) erfolgt endgültige Rücknahme der Ansichten über Kontakt- und Injektionserscheinungen im Sinne WEINSCHENKS. Das Nebengestein war schon metamorphosiert und injiziert vor der Intrusion des z. Agr. Die Schiefer sind granitische, aplitisierte, pegmatitisierte und feldspatisierte Gesteine ehemals sandig-tonigen Charakters. Im ganzen handle es sich um eine während mehrerer Phasen gebildete Migmatitzone. Die Frage wird erörtert, ob die aziden Lösungen Extremdifferentiate eines magmatischen Erstarrungszyklus' oder während der herzynischen Orogenese mobilisierte Säfte darstellen.

Das Problem der Feldspataugen wird aufgeworfen und zur Untersuchung empfohlen, ob sie durchwegs metamorpher, gepresster Natur seien oder ob es sich um erhalten gebliebene Einsprenglinge eines früher verscherten, nachträglich wieder regenerierten porphyrischen Granits handle (Regeneration mit Sprossungserscheinungen). Es wird also zur Diskussion gestellt, ob feldspatisierte Sedimente oder porphyrische Gneisgranite vorliegen.

Der heutige Standpunkt, wie er vom mineralog.-petrogr. Institut Bern vertreten wird, ist folgender (lit. 65):

Die Granite der südlichen Gn. stehen in grossem Gegensatz zum Auftreten des z. Agr. und Gastern-Innertkirchner-Granits, weil den grossen Eruptivkörpern scharf begrenzte Schollen- und Brekzienkontakte und hochtemperierte Kontaktmineralien im allgemeinen fehlen, zudem ihren reichen sauren Differentiaten keine Lamprophyre entsprechen. Auch fehlt ihnen der disruptive Charakter. Weite Areale des Gebietes der südl. Gn. werden von Augengneisen eingenommen, deren Auftreten eine rein eruptive Herkunft auszuschliessen scheint. Aus all diesen Gründen wird für die südl. Gn. anatektische Granitisation sandig-toniger Sedimente postuliert. Dabei spielten sich in Verbindung mit tektonischen Bewegungen alkalimetasomatische Prozesse ab. Soweit eigentliche Gänge und Stöcke aplitischer, pegmatitischer und granitischer Art älter als zentralaargr. Intrusion auftreten, handelt es sich möglicherweise um palingene Ausquetschungen und Aufstösse. Die alten Strukturen der Migmatitmetamorphose verschwanden infolge der alpin bedingten Veränderungen.

Zusammenfassend lässt sich über die Versuche der genetischen Deutung der südl. Gn. sagen: anfänglich wurden primärmagmatische Deutungsmöglichkeiten stark in den Vordergrund gestellt. Sie wurden abgelöst von der Annahme hochmetamorpher Sedimente, für deren Umwandlung erst die Intrusion des z. Agr., später ultrametamorphe Prozesse bereits vor jener Intrusion anlässlich einer vorkarbonischen Orogenese verantwortlich gemacht wurden. Die Wirkung dynamometamorpher Vorgänge wird voll in Rechnung gestellt.

Als Randbemerkung sei noch eingeflochten: Die Theorie ultrametamorpher Sedimente scheint auf Opposition gestossen zu sein bei Forschern, die nicht der Berner Schule angehörten. Man kann das in den Arbeiten von Hugi und Huttenlocher gewissermassen zwischen den Zeilen lesen, so z. B. im Exkursionsbericht aus dem Jahre 1922 (lit. 56), wo die Vermutung ausgesprochen wird, die Augengneise (am Aletschbord unterhalb Belalp) könnten auch den Intrusivmassen des z. Agr. angehören. Im übrigen tönt H. F. Huttenlocher (lit. 62, 63) immer wieder das Auftreten verschieferter Granite an, wenn sie auch nach seinen Anschauungen mehr eine untergeordnete Rolle spielen.

## II. Versuch einer genetischen Deutung der altkristallinen aarmassivischen Gesteine im vorliegenden Bereich, unter Berücksichtigung ihrer Einordnung in den gesamten Komplex südlicher Gneise des A. M.

### 1. Einleitung

Beim Durchgehen der Literatur über die Erforschung und Genese der Granite wird einem bewusst, wie heikel das Problem ist, wie sehr man in seinen Beobachtungen sicher sein und welche Vorsicht man walten lassen muss, wenn es um weitreichende Folgerungen geht. Manches sieht so einfach und einleuchtend aus, hat aber im Grunde genommen seine Einfachheit nur im vergröbernden Geiste des betreffenden Autors erlangt. Mag auch das spekulative Moment seit der Jahrhundertwende im Zeichen der Entwicklung moderner Forschungsmethoden und des dadurch möglich werdenden tiefen Eindringens in genetische Fragen etwas im Abnehmen sein, so liegt es doch in der Natur der Sache, dass die Unsicherheit der Aussage ein belastendes Moment in der geologischen Forschung bleibt. Wohl niemand wird es deshalb dem Schreibenden verargen, wenn er, langjähriger Erfahrung und eines umfassenden, weiten Blickes bar, sich

in seinen Aussagen äusserste Beschränkung auferlegen wird und nur so weit vordringt, als er sich noch am „Laufgitter" wirklicher Beobachtung halten kann.

## 2. Analytische Daten zu einer Rekonstruktion der geol. Vorgänge

### a) *Nachweis alter Strukturen*

Einige wichtige, oben behandelte Einzelheiten seien wiederholt und ergänzt:

In aplitischem z. Agr. eingeschlossene Schollen schiefrigen, porphyrischen Granitgneises haben gleichen Strukturverlauf wie die zusammenhängenden nicht eingeschlossenen Komplexe, den dem alpinen Streichen analogen (N 50°—70° E; vgl. Fig. 10).

Kleine, in aplitischem Gneis „schwimmende" Amphibolitschollen können u. U. parallele Anordnung aufweisen mit ihren Längsachsen in der alpinen Streichrichtung (siehe Fig. 8).

Quarzporphyrit und Lamprophyr des z. Agr. verlaufen innerhalb der südl. Gn. entlang dieser Struktur.

Aplitisch-pegmatitische Schlieren in Granitgneis wie auch die Reihen der Kalifeldspat-Augen bevorzugen diese Strukturanlage.

Daraus ergibt sich: Die Strukturanlage der südl. Gn. des A. M. ist älter als die Intrusion des z. Agr. Da aber weiterhin die Injektionsbänder in den Mischgneisen (siehe Fig. 5) ebenfalls diese Richtung aufweisen, selber aber auch schon älter als die zentralaargranit. Intrusion sind (vgl. 2b unten), ist die alte Strukturanlage entweder synchron mit der älteren Injektion bzw. Intrusion oder gar noch älter als diese.

Die alpine Struktur hält sich somit eindeutig an eine alte, vorgezeichnete.

Die Schiefrigkeit der südl. Gn. ist nicht das Produkt bloss einer, nämlich alpinen Dislokationsmetamorphose, sondern von mindestens deren zwei.

### b) *Relative zeitliche Stellung der Injektionen*

Die Hauptinjektion, die die grossangelegte Quarz-Feldspatdurchsetzung ausmacht, erfolgte vor dem Aufstieg des z. Agr. in Verbindung mit Intrusion granitischer Zusammensetzung. Die jüngste In-

jektion steht im Zusammenhang mit der Intrusion des z. Agr.; sie kann bloss in Kontaktnähe beobachtet werden und ist somit nur von untergeordneter Bedeutung.

### c) *Granit und Granitisation*

Wir konnten 3 Phänomene feststellen:

1. Die Intrusion eines vorwiegend porphyrischen Granits (ob anatektischen bis palingenetischen oder primärmagmatischen Ursprungs bleibe vorläufig dahingestellt).

2. Granitisch Werden basischer Gesteine (Eruptiv- und Sedimentmaterial) infolge aplitisch-pegmatitischer Durchdringung und Sprossung von vorwiegend Kalifeldspat. Von lagenhafter Durchdringung (Streifengneise) bis zu allgemeiner völlig regelloser Verteilung der Feldspatsubstanz bestehen alle Übergänge. Im letzteren Falle entwickeln sich vom basischen Ausgangsgestein bis zum Granit gewordenen Endprodukt (Pseudogranit) pseudodioritische Zwischenstufen.

3. Als Folge von 1 und 2 die Koexistenz zweier genetisch verschiedener Granite, die sich nach dem Aussehen meistens, nach dem Mineralbestand überhaupt nie unterscheiden lassen*).

Infolge dieser Konvergenzen ist es schon zum vornherein unmöglich, eine scharfe gegenseitige Abgrenzung vornehmen zu wollen.

## 3. Diskussion der genetischen Möglichkeiten

Die Diskussion entwickelt sich aus folgenden Fragen:

a) Ist die pegmatitische Lösung ein Entekt oder ein Ektekt?
b) Was wurde injiziert: alter, vielleicht verschieferter Granit und seine basischen Differentiate oder Sediment?
c) Gehören injizierender Aplit-Pegmatit und Granit demselben Intrusionszyklus an oder ist der Aplit-Pegmatit jünger?
d) Ist der Kalifeldspat syntektonisch entstanden oder besonders stresshold, d. h. in welchen genetischen Zusammenhang stellt sich die Verschieferung?

---

*) Möglicherweise besteht gewisse Gesetzmässigkeit insofern, als der eigentliche Granit einen Biotit mit Einschlüssen von Sagenit und Zirkon aufweist, der des Pseudogranits dagegen nicht (siehe Seite 233). Untersuchungen dieser Art sind aber noch zu wenig gut fundiert, als dass eine Verallgemeinerung zulässig wäre.

Zu a)

Man kann — ganz allgemein gesprochen — in verschiedenen Fällen wohl mit Recht (Eskola, lit. 27), in andern zu Unrecht anatektischen Vorgängen eine bestimmende Rolle zuschreiben. Hier müsste man es wie folgt formulieren: Sandig-toniges Sediment gelangte in eine Zone der Ultrametamorphose in Zusammenhang mit orogenetischen Vorgängen. Es erfolgte Ausbluten einer pegmatitischen Lösung aus der Substanz selbst. Das Resultat fände sich in dem, was oben als Injektionszonen bezeichnet wurde. Man müsste — wenn man eine gewisse juvenile Mitwirkung einräumt — von Phlebiten (Scheumann, lit. 107) sprechen. Sofern auch noch Granit vorliegt, würde er nichts anderes darstellen als 1. feldspatisiertes Sediment granitischer Zusammensetzung, 2. ein fortgeschritteneres Stadium der Umlösung; d. h., stellen die Phlebite den anatektischen Anteil des Gesteinskomplexes dar, so vertritt der massige Granit den palingenetischen Anteil. Man hätte demnach zu untersuchen, ob ein Abhängigkeitsverhältnis Metasom-Metatekt vorhanden ist. Ein solches liess sich minero-chemisch nicht feststellen, und die Feldbeobachtung ist auch nicht eindeutig. Als einziger Anhaltspunkt bleibt die Theorie.

Zu b)

Ist die pegmatitische Lösung ein Entekt, d. h. eine artfremde Schmelzlösung, so besteht die Möglichkeit, dass sämtlicher Granit oder jedenfalls der grössere, nämlich schiefrige Teil, entstand durch Feldspatisationswirkung in sedimentogenem Substratum. Es ist durchaus möglich, dass es sich z. T. um die Überreste alter Sedidimente handelt (siehe Mischgneise). Einen sicheren Beweis dafür fand aber der Verfasser nicht.

Die Begründung, derartig grosse Komplexe schiefrigen Granits bei Fehlen eigentlicher Mylonitzonen seien unwahrscheinlich, scheint dem Schreibenden nicht stichhaltig zu sein, weil 1. auch im z. Agr. (im Untersuchungsgebiet z. B. in Kontaktnähe, ausserhalb davon z. B. im Grimselgranit) Verschieferungsphänomene zu beobachten sind und weil 2. die südl. Gn. mindestens zweifach dislokationsmetamorph sind. Es ist also die Schiefrigkeit eine etwas wackelige Stütze für die Annahme sedimentärer Herkunft. Mit gleicher Berechtigung kann man deshalb an Feldspatisierung in schiefrigem Granit mit basischen Einlagerungen denken.

Wenn man übrigens von Feldspatisierung spricht, so sollte man

es nur da tun, wo man sie wirklich sich entwickeln sieht, also in den Injektionszonen. Wo es sich nämlich um gleichmässig zusammengesetzten schieferigen Augengneis ausserhalb der Injektionszonen handelt, kann für die Feldspatisierung von Ortho- oder sogar von Paragesteinen nur noch der Analogieschluss mit den obigen Verhältnissen und die Schiefrigkeit des Gesteins ins Feld geführt werden.

Was weiter zur Vorsicht mahnt in unserem speziellen Falle, ist eine noch zu besprechende Erscheinung: Am westl. Ufer des gr. Aletschgletschers, direkt 400 m südlich der Tällihütte, bei der Einmündung des vom Oberaletschgletscher herfliessenden Baches (Koord. 139/644.5) durchbricht schiefriger porphyr. Gr.gn. gangartig einen aplitisch injizierten Amphibolitkomplex (Fig. 12). Von Gr.gn. des Aletschwaldes unterscheidet er sich in keiner Weise. Nachgewiesenermassen gibt es also schiefrigen grobporphyrischen Gr.gn. mit Eruptivcharakter.

Fig. 12. Schema des eruptiven Verhaltens eines jetzt schiefrigen Granitporphyrs vom Aussehen eines feldspatisierten Schiefers. In schwarz-weissen Strichen, die nicht etwa eine Textur angeben wollen, ein alter amphibolitischer Komplex mit zwei Injektionsgenerationen. Der Granitporphyr selber tritt gangartig auf und weist vielfach gegen den Amphibolitkomplex hin einen aus Biotitzügen bestehenden Reaktionsrand auf.

Punkte: aplitischer Saum; feine Striche: Biotitzüge.

W-Ufer des gr. Aletschgletschers, 400 m südl. der Tällihütte (Koord. 139/644.5).

Natürlich steht es einem frei, den Widerspruch dadurch beiseite zu schieben, dass man annimmt, am E-Ufer des Aletschgletschers handle es sich um ein höheres Niveau der Metamorphose unter blosser Feldspatisierung, an der betreffenden Stelle dagegen um ein tieferes, wo das alte Substratum durch Palingenese eruptiv

werden konnte. Wir haben aber schon öfters auf die Konvergenzerscheinungen und die dadurch bedingten Unsicherheiten hingewiesen. Man muss sich deshalb bewusst sein, dass die Verteidigung einer solchen Annahme im fraglichen Bereich ein blosses Wortgefecht bleibt ohne irgendwelche greifbare Tatsachen.

Zu c)

Diese Frage wurde eigentlich schon vorweggreifend unter 2b (relative zeitl. Stellung der Injektionen) beantwortet. Nach den vorhergehenden Erläuterungen ist ganz offensichtlich, dass injizierender Aplit-Pegmatit und Granit exkl. Pseudogranit genetisch und zeitlich ein untrennbares Ganzes bilden. Immerhin ergibt sich auch da kein vollständig widerspruchsloses Bild. In der Diskussion zu 3b wurde eine Stelle beschrieben, wo der Granit jünger ist als die aplitisch-pegmatitische Hauptinjektion. Oder gehört diese aplitische Durchdringung einem noch älteren Zyklus an?

Zu d)

Etwas höchst Augenfälliges und Eigentümliches zugleich ist immer wieder die Unversehrtheit der Kalifeldspataugen in diesen verschieferten Gesteinen. Der Beweis ist wohl erbracht, dass es sich in den Injektionszonen um eine Sprossung unter Bewegung handelte. Ob ausserhalb dieser Zonen dieselben Vorgänge daran schuld tragen, ist schwer zu entscheiden. Sofort taucht natürlich auch wieder die Idee von Anatexis und Palingenese, diesmal eines alten Granits auf. Doch steht dies alles in schlechtem Einklang mit den Beobachtungen und schafft neuerdings Widersprüche.

Sogar in massigem porphyrischem Gr. gn. bevorzugen die Orthoklas- bzw. Mikroklin-Einsprenglinge eine der alten Struktur parallele Anordnung. Viel zwangloser scheint sich deshalb eine Erklärung formulieren zu lassen, wenn man eine Granitintrusion unter gleichzeitigem Stress annimmt. In jetzt schiefrigen Partien (ausserhalb der Injektionszonen) ergäbe sich noch immer die Möglichkeit einer ehemaligen Feldspatsprossung, aber verursacht durch eine Autometasomatose als spätes Stadium der Granitintrusion. Dass ausgerechnet Kalifeldspat stresshold sein sollte, ist nicht recht einzusehen, und man ist deshalb direkt darauf angewiesen, magmatische und metasomatische Prozesse für seinen guten Erhaltungszustand verantwortlich zu machen. Es sei keine Streitfrage mehr, so betonte bereits Sederholm 1923 (lit. 112), dass Granite und andere ähnliche Gesteine durch mechanische Wirkung während gebirgsbildender

Prozesse gefolgt von chemischen Reaktionen zwischen den Mineralien in verscherte gneisartige Gesteine, d. h. in Orthogneise umgewandelt werden könnten. Im übrigen sei es oft schwierig zu entscheiden, in welchen Fällen die Paralleltextur granitischer Gneise sekundären Ursprungs oder bedingt sei durch Bewegungen im Magma während seines Verfestigungsprozesses.

### 4. Folgerungen

*Die Rekonstruktion mit der grössten Wahrscheinlichkeit des geologischen Ablaufs*

Schon zu Beginn erwächst eine Schwierigkeit, da man nicht weiss, ob die Intrusion des südl. Granites mit der des z. Agr. in den gleichen Orogenzyklus zu setzen ist. Wenn sie keine Beziehung zueinander hätten, so müssten wir für die Intrusion des südl. Granites eine noch ältere (kaledonische?) Orogenese ansetzen.

Schema des geologischen Ablaufes: Vorkarbonische ?, kaledonische Orogenese oder Vorphase der herzynischen Orogenese: Steilstellen und Verschieferung eines alten Gesteinskomplexes unter gleichzeitiger Intrusion eines Granites und seiner sauren Differentiate, die Feldspatisierung und Granitisation des Altbestandes, die Bildung von Injektionsgneisen hervorrufen. — Herzynische Orogenese: Dynamometamorphose und Intrusion des z. Agr. verbunden mit Injektion in den südl. Granit entlang des Kontaktes, Nachschub von Quarzporphyrit und Lamprophyr in den s. Gr.gn., Durchschlagen junger Aplite und Pegmatite. — Alpine Orogenese verbunden mit weiterer Dislokationsmetamorphose: gleichsinnige Verschieferung von Quarzporphyrit, Lamprophyr und z. Agr. mit dem s. Gr.gn. Brekzierung aplitisch-pegmatitischer Schlieren in diesem. Natronzufuhr unter Schachbrettalbit-Bildung lässt von neuem die Kalifeldspat-Augen erhalten bleiben.

## III. Rückblick

Wie verhalten sich die obigen Beobachtungen und Folgerungen zu den gegenwärtig vertretenen Ansichten (p. 266) und inwiefern hat eine Klärung stattgefunden?

Unser Granit hat manchmal grosse Ähnlichkeit mit dem Wiwannigranit, von dem H. F. Huttenlocher (lit. 62) sagt, er sei durch all-

mählichen Übergang mit granitaplitischen und augengneisartigen Gesteinen verbunden. Die gleiche Beobachtung ergab sich in unserem Gebiet. Das zeigt auf jeden Fall die engen Beziehungen zwischen den Gliedern dieser Gesteinssippe.

Das untersuchte Gebiet hat sich infolge Uniformierung aller Verhältnisse als äusserst ungeeignet erwiesen für eine Betrachtungsweise, die Feldspatsprossung, Anatexis oder gar auch Palingenese von Sedimenten in den Vordergrund stellt. Die Feldspatsprossung ist nicht durchwegs metamorpher Natur, zu schliessen aus der Art des Auftretens von massigem Granit und den Verbandsverhältnissen. Sie ist dort metamorphen Ursprungs, wo ein Altbestand in den Wirkungsbereich azider Lösungen geriet, also in den Injektionszonen.

Wenn man von Feldspatisierung ehemals sandig-toniger Sedimente sprechen wollte (im untersuchten Bereich), so dürfte es eigentlich nur in den Injektionszonen geschehen. Diese machen aber noch nicht den überwiegenden Teil des Komplexes aus.

Die Heterogenität der südl. Gneise ist andrerseits nicht zu leugnen, und die Erklärung dafür muss wohl darin zu suchen sein, dass man es mit der Dachregion eines granitische Lösungen liefernden Intrusivkörpers zu tun hat.

## B. Die Permischen Sedimente der Mulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv

### I. Tektonik (vgl. auch petrographische Übersichtskarte und Fig. 17)

Die in Frage stehende Sedimentzone (vgl. auch lit. 133) weist eine Länge von 15 km auf. Ihren Anfang nimmt sie bei Niederwald im Goms und endet in der für sie charakteristischen Ausbildung 1300 m SW Mörel, wo sie z. T. unter den Bündnerschiefern verschwindet, z. T. wahrscheinlich weiter nach SW hin eine Fortsetzung in stark granitisierten Paragneisen des Aarmassivs mit Konglomeratcharakter findet (H. F. Huttenlocher lit. 64).

Geologisch liegen die untersuchten Sedimente zwischen südlichen Gneisen des Aarmassivs im N und gotthardmassivischen Paragneisen bzw. Bündnerschiefern der Bedrettomulde im S (Fig. 27). Sie sind ein kleiner, wenn auch integrierender Bestandteil in der Grossanlage der sedimentären und tektonisch wichtigen Längslinie,

in der sich Rhone und Rhein ihre Täler geschaffen haben. Über Analogien in Petrographie und Stratigraphie zwischen dem untersuchten Gebiet und dem weiter NE wird noch die Rede sein. Eine direkte Verbindung zu den Sedimenten der Urserenzone kann nicht nachgewiesen werden infolge der Aufschüttung des Talbodens im Goms durch Bachschutt.

Die Mächtigkeit beträgt bei Niederwald nur 200 m, steigt aber rasch zu 1000 m an im Querprofil von Bellwald, erreicht einen maximalen Wert von 2000 m zwischen Deischbach und Binna, um sich schliesslich gegen Mörel hinunter langsam zuzuspitzen.

Die Schichten streichen im allgemeinen N 50—70 ° E, selten auf 45 ° hinuntersinkend, ebenso selten den Wert von 80 ° erreichend (Bellwald: rasches Zuspitzen der Sed.zone gegen Niederwald hin). Die Schichten fallen steil nach SE (90—70 °), an den Nordhängen des Rhonetals aber nach N (bis ca. 65 °) infolge Hakenwerfens. Aus dem gleichen Grunde findet man an den Südhängen ab und zu flacheres Fallen nach S als gewöhnlich (ca. 50 ° SE).

Als eigentliche Komplikationen tektonischer Art könnte man höchstens Verkeilungen grösseren Stils an einigen Stellen des Untersuchungsgebietes nennen. An sich nicht schwer als solche zu erkennen, liegt aber eine beachtliche Schwierigkeit in der Tatsache, dass da, wo man Verbindungen haben sollte zur Festlegung des genauen Verlaufs der Verkeilungen, die Aufschlüsse infolge Gehängeschuttes und Moränenüberdeckung fehlen. So kann man sich über die Art der Verkeilungen nur eine ungefähre Vorstellung machen, womit natürlich für verschiedene Deutungen genügend Spielraum besteht.

Die eine Stelle liegt bei Wasen, ungefähr 2 km SW Ernen; eine andere im Bahnanschnitt SE der Station Lax, direkt südlich des Dorfes, im Verband mit schiefrigem Keratophyr. Es handelt sich dabei um ein schmales ca. 1 m breites Band von gotthardmassivischem Paragneis (Zweiglimmer-Plagioklasgneis wie an der Brücke Fiesch-Ernen). Es könnte möglicherweise das südwestliche Ende eines zwischengelagerten gotthardmassivischen Paragneiszuges sein.

Dem Autor gelang es, an anderer Stelle auch Verkeilungen und Verschuppung mit dem Aarmassiv nachzuweisen, so bei Gifrisch 1 km NE Mörel. Von NW nach SE, somit senkrecht zur Streichrichtung, trifft man:

1. Altkristallin des A. M.
2. permische Sedimente

3. Altkristallin-Schuppe des A. M.: porphyr. Granitgneis mit basischen und aplitischen Schlieren
4. permische Sedimente.

Vgl. auch Fig. 18, 19 und 19 a.

## II. Beschreibung der Gesteinstypen

Die genauere petrographische Untersuchung umfasst alle Sedimente, soweit sie sich nördlich der Rhone befinden, auf ihrem Südufer in einem Gebiet, das abgegrenzt wird durch die Linie Mörel-Bister - Grengiols - Binnachern - Brigg (an der Rhone zwischen Lax und Fiesch).

Bereits der Gesteinsverband als solcher zeichnet sich eindrücklich aus durch eine Unbeständigkeit in der Sedimentation, die sich kundgibt durch raschen, sprunghaften Wechsel im lithologischen Charakter der Gesteinstypen, der es gar verunmöglicht, im Streichen bestimmte Schichten weithin zu verfolgen. Die Eigenheiten dieser Sedimentation, die sich selbst noch auf kleinstem Raume bemerkbar machen, sollen weiter unten eingehender besprochen werden.

Die Tatsache der Einklemmung des Komplexes zwischen die Altkristallin-Massen des Aar- und Gotthardmassivs bei der alpinen Orogenese macht sich bemerkbar. Die Art und Weise veranschaulicht die Einzelbesprechung. Es sei jedenfalls bereits auf alpin bedingte Verscherung und Kleinfältelung hingewiesen. Hauptschieferung und Schichtung verlaufen parallel oder häufig spitzwinklig zueinander. Die Hauptschieferungsrichtung ist zugleich Streichrichtung. Zu ihr gesellen sich häufig ein bis zwei weitere Klüftungssysteme, die an verschiedenen, viele Kilometer voneinander liegenden Stellen ähnliche Werte aufweisen. So z. B. trifft man an der Furkastrasse SW Fürgangen folgende tektonischen Verhältnisse:

1. Hauptschieferung = Streichrichtung = N 60° E/senkrecht
2. zwei Klüftungssysteme als Scherflächen:
   a) N 160° E/70—80° SW
   b) N 140° E/60° NE.

Östlich Fürgangen:

a) N 170° E/50—60° W
b) N 150° E/70° NE.

Ähnliche Werte wurden erhalten bei Brigg (zwischen Fiesch und Lax) und Grengiols. Es scheint sich um grössere tektonische Linien zu handeln (übrigens auch in Altkristallin-Komplexen zu treffen), an die sich offensichtlich die Bachläufe der beiden Talflanken halten. Im Satzwald bei Mörel wurden Scherflächen festgestellt, die spitzwinklig und symmetrisch zur Streichrichtung verlaufen. Fältelungen treten auch auf in Zusammenhang mit Hakenwerfen (Deisch-Grengiols).

Quarz-Karbonatadern von wenigen Millimetern bis zu einem Meter Dicke als Produkt alpiner Ausschwitzungen durchziehen den Fels. Diese Zerrkluft-Füllungen führen als weitere Gemengteile vorwiegend Chloritsand bzw. -blättchen, Albit, Muskowit, Hämatit, Cu-salzausblühungen, seltener Rutil oder Turmalin.

Das infolge Fe-Gehaltes gelbliche bis bräunliche Karbonat wurde nach der Färbmethode (lit. 58) als Kalzit bestimmt. Das deckt sich mit einer von J. Jakob ausgeführten Analyse eines solchen Gangkarbonates der Fiescher Gegend. Sie ergibt folgende Werte:

| | % | |
|---|---|---|
| CaO | 50,57 | |
| MgO | 1,40 | |
| MnO | 1,18 | |
| FeO | 2,83 | |
| $CO_2$ | 43,64 | |
| $H_2O+$ | — | |
| $H_2O-$ | 0,07 | |
| Unlösliches | 0,12 | |
| | 99,81 | Vgl. lit. 66 |

Vor allem bezeichnend für die in Frage stehenden Gesteine ist ihre schon weithin sichtbare grünliche, gelegentlich blau-violette Farbe, die sie deutlich von aplitischen Gneisen des A. M., von 2-Glimmer-Plagioklasgneisen des G. M. unterscheiden lässt. Schwierig hingegen wird manchmal das Erkennen gegenüber basischen, grünen oder serizitreichen, grauen altkristallinen Gesteinen, was einen zwingt, des Rätsels Lösung in Dünnschliffen zu suchen. Gelbbraune, stecknadelkopfgrosse Flecken geben den Gesteinen eine typische Sprenkelung. Es handelt sich um Fe-haltiges Karbonat. In Oberflächennähe wird es oft weggelöst, und zurück bleiben kleine rostbraune Poren mit limonitischer Substanz.

Typisch im Mineralbestand ist das Zurücktreten von Biotit. Eine Rolle spielt er allerdings als Querbiotit in Chlorit-Serizitschiefern und im Verband mit Ergussgestein und dessen Tuffen. Weitere

Eigenschaften, besonders mikroskopischer Art, werden wir noch aufdecken.

Die Sedimente lassen sich nach der Korngrösse ihrer Bestandteile in drei Gruppen trennen: Psephite, Psammite, Phyllite. Daraus erhellt nun ohne weiteres der spezielle lithologische Charakter dieser Zone. Eine Bereicherung erfährt sie durch Einschaltungen von Linsen mit Ergussgestein, worüber in einem späteren Kapitel gesprochen wird.

## PSEPHITE

Aus praktischen und anderweitigen Erwägungen heraus drängt sich ihre Besprechung zuerst auf. In ihnen treten einzelne Gerölle viel leichter erkennbar auf als in Psammiten, und weiterhin sind sie unzweifelhaft die interessanteste Bildung in der Reihe dieser Sedimente überhaupt. Bekanntlich sind Konglomerate dank ihrer groben Körnung der Erhaltung alter Strukturen und Texturen besonders günstig, mögen sie noch so hoch kristallin geworden, präkambrischen, oder wie hier, permischen Alters sein. Wo einmal der Konglomeratcharakter sicher erwiesen ist, ergeben sich leicht die Lösungen zu petrogenetischen Problemen ersten Ranges, wie etwa die Frage nach sedimentärer oder eruptiver Herkunft von Gesteinskomplexen. Im vorliegenden Falle handelt es sich um folgendes: Vor noch nicht allzu langer Zeit wurden diese Gesteine als zum Altkristallin des A. M. gehörig betrachtet, und J. Jakob beschrieb sie als Injektionsgneise. Im „Chemismus schweizerischer Gesteine" finden sich die dazu gehörenden Analysen, geordnet nach zunehmender Injektion. Mit der Entdeckung der Psephit-Natur wurde natürlich die obige Annahme hinfällig.

Aufschlüsse, die ein wirklich klares Bild über die Ablagerungsweise des Konglomerates geben, sind nicht besonders häufig. Eine kleine, aber aufschlussreiche Stelle befindet sich zwischen Fürgangen und Niederwald, wo die Furkastrasse aus dem Wald hervortritt. Ferner finden sich in der Binna-Schlucht vom Fluss glattpolierte Felsen bzw. Blöcke, die bemerkenswerte Einzelheiten liefern. Auch bei Fürgangen und an den Strassenkehren oberhalb Fiesch ersieht man die Eigentümlichkeiten der Sedimentation recht gut. Diese Stellen haben dazu den Vorteil leichter Zugänglichkeit, da sie an der Strasse liegen.

Im allgemeinen lassen sich die Gerölle schlecht oder gar nicht aus dem Gesteinsverband herauslösen, da sie mit dem Zement zu fest verbacken sind. Der Verfasser hat sich oft so beholfen, dass er als Flussgerölle herumliegende Konglomerat-Bruchstücke sammelte und die einzelnen Komponenten mit Hilfe von Klemm-Maschine und Hammer herauspräparierte.

Die Grösse der Gerölle in der längsten Dimension beträgt durchschnittlich 3—5 cm, seltener 10—15 cm oder mehr. Kleinere Körnung als 3 cm ist ebenfalls verbreitet und leitet allmählich über zu Psammiten.

Die Form der Gerölle entspricht öfters annäherungsweise einem Ellipsoid, ebenso oft sind aber recht bizarre Formen vertreten (Fig. 14). Allgemein lässt sich immerhin sagen, dass die hellen, aplitischen, granitischen, quarzitischen etc. Gerölle gerundet erscheinen, währenddem Keratophyrkomponenten deutlich eckig, meist langgestreckt sind.

## Art der Komponenten

Als Komponenten beteiligen sich hauptsächlich Aplitgranite, Granite, aplitische Gneise, Aplite, Pegmatite (z. T. Turmalin- und Muskowitpegmatite), Gangquarze, Quarzite und einzelne Feldspäte als helle, weissliche Bestandteile, seltener rötliche quarzitische und schliesslich Keratophyre von dunkelblauer bis schwarzer Farbe.

Die Geröllführung ist also sehr einseitig, denn sie beschränkt sich — mit Ausnahme des Keratophyrs — auf granit-aplitische bis pegmatitische Anteile auf der magmatischen, auf quarzitische auf der sedimentären Seite. Eine Erklärung dafür konnte nicht gefunden werden.

Die Anteile an Quarzit und Keratophyr sind die häufigsten. Bei paralleltexturierten Geröllen erhob sich natürlich die Frage, ob diese Textur nicht der alpinen Verschieferung zuzuschreiben sei. Es hat sich aber gezeigt, dass die beiden Richtungen (die Parallelstruierung des Konglomerates und die seiner Gerölle) keineswegs konform verlaufen müssen, sondern vielfach in beliebigen Winkeln zueinander stehn, was allerdings auch auf Drehung der Gerölle beruhen könnte. Die hier als Gneise bezeichneten Gesteinskomponenten haben aber keine Drehung erfahren.

a) *Aplitgranit und Granit*

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Chlorit |
| | Albit (An 5–10%) | Karbonat |
| | Schachbrettalbit | Apatit |
| | ±Orthoklas | Magnetit |
| | Muskovit | |

Selten kommen Granite mit rötlichen Feldspäten vor.

b) *Gneise*

Sie sind sehr saurer Natur. Ein grosses Stück von 11 cm Länge und 7 cm Breite konnte ohne Schwierigkeit als gotthardmassivischer Streifengneis identifiziert werden. Andere Typen haben die Zusammensetzung eines sauren Granites, und endlich gibt es solche, die man als präkonglomeratisch deformierte Aplite bezeichnen muss.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Karbonat |
| | Albit (An 8–10) | Epidot |
| | Schachbrettalbit | Rutil |
| | ±Orthoklas | Erz |

c) *Aplite und Pegmatite*

Sie setzen sich zusammen aus wechselnden Mengenverhältnissen von Schachbrettalbit ± Resten von unverändertem Orthoklas, Albit und Quarz und sind gelegentlich durch besondere Muskowit- oder auch Turmalinführung gekennzeichnet (mehrere Millimeter lange Turmaline).

d) *Keratophyr*

kann gelegentlich makroskopisch nicht von Quarziten unterschieden werden, da es Keratophyr-Varietäten gibt, die ± erzfrei sind und dadurch grau bis weiss erscheinen (vgl. auch Abschnitt Seite 332).

e) *Quarzite*

Mineralbestand: Quarz ± Muskowit. Farbe meist weiss, selten rötlich.

f) *Feldspäte*

Grössere, bis 1,5 cm lange eingeschwemmte Einzelmineralien sind albitischer Plagioklas und Schachbrettalbit, der als Orthoklas

sedimentiert wurde und darauf mit diesem perm. Sedimentverband Albitisierung und Karbonatisierung erlitt. Interessanterweise hat er nie Einschlüsse von Plagioklas, wie es in den altkristallinen ± albitisierten Orthoklasen der angrenzenden Granitgneise des A. M. häufig der Fall ist. Diese Beobachtung konnte nur bei den etwas abweichenden Gesteinen von Deisch-Mörel (Schliff 6411) gemacht werden.

## Das Zement

Es besteht aus:

kleinen Keratophyr-Komponenten
Quarz
albitischem Plagioklas in 2 Generationen: An 5—10 %
Schachbrettalbit
Orthoklas
Epidot
Serizit
Muskovit in 2 Generationen
Biotit in 2 Generationen
Chlorit
Karbonat
Rutil
Erz
Zirkon

wobei im allgemeinen entweder Quarz-Feldspat oder Chlorit-Serizit-Biotit dominieren. Je nach Kombination und quantitativem Verhältnis können demnach folgende ursprüngliche Grundmassen unterschieden werden:

sandig
tonig, tonig-mergelig
tuffogen

Häufig girlandenartig auftretender Epidot spielt eine nicht unwichtige Rolle.

In der Gegend von Fiesch ist das Zement meist sehr sauer, also sandig-arkosig, bei Fürgangen oft tuffogen, in der Binna starkem Wechsel unterworfen. (Weiteres siehe auch unter Psammiten und Phylliten.)

Biotit und Chlorit besitzen eine für die ganze Sedimentzone typische Eigenschaft mikroskopischer Natur in der Eigenfarbe, Chlorit auch in der Interferenzfarbe:

| | Pleochroismus | Interferenzfarbe |
|---|---|---|
| Biotit | Parallel der Spaltbarkeit: dunkelolivgrün<br>senkrecht zur Spaltbarkeit: hell bräunlich-gelb | wie gewöhnlich |
| Chlorit | parallel Sp. blass grasgrün<br>senkrecht Sp. blass hellgrün | schmutzig grau-grün |

Biotit von rostbrauner Farbe ist nur den angrenzenden Altkristallin-Komplexen von Aar- und Gotthardmassiv eigen. Chlorit mit anomaler Interferenzfarbe (blau bis violett, braun) ist sehr selten in der Sedimentzone. Wie wir noch sehen werden, ist diese Tatsache von nicht zu unterschätzender Bedeutung in Zweifelsfällen der Zuordnung zu einer Gesteinsserie, allerdings nur in einseitiger Weise. Liegt rostbrauner Biotit vor, so handelt es sich sicher, liegt Chlorit mit anomaler Interferenzfarbe vor, so wahrscheinlich um Altkristallin. Haben aber die beiden Mineralien Eigenschaften wie oben in der Tabelle angegeben, so ist die Zuweisung nicht eindeutig, da solche auch in altkristallinen Gesteinen zu finden sind.

Wir werden noch weiterhin erfahren, welche grosse Rolle der Epidot in dieser Zone spielt.

Dann und wann können im Zement quergestellte Chlorite beobachtet werden, die in seltenen Fällen eine Entstehung aus Biotit erkennen lassen. Da die gleiche Erscheinung in Psammiten festgestellt wurde, soll sie dort näher besprochen werden.

## Herkunft der Gerölle

Da die Gerölle mit Ausnahme des Streifengneises keine spezifischen, für einen bestimmten Herkunftsort sprechenden Merkmale besitzen, ist es nicht gelungen, sie zu beheimaten. Auffallenderweise kommen als Komponenten keine Granite vor, die mit solchen des z. Agr. Ähnlichkeit aufweisen würden, ebensowenig sind Typen aus der südlichen Schieferhülle des A. M. vertreten. Aus der Abwesenheit zentralaargranitischen Materials könnte der Schluss gezogen werden, dass jener Granit noch nicht intrudiert oder gar nicht freigelegt war. Sonderbar bleibt dabei nur das Fehlen von Material aus der Schieferhülle. Zudem liegt das Konglomerat mit Aus-

nahme des Gebietes zwischen Niederwald und Fiesch, wo es die ganze Breite zwischen A. M. und G. M. einnimmt, fast ausschliesslich dem G. M. an und zeigt dort auch die grössten Gerölle (vgl. auch Profil Fig. 27). Die Geröllschüttung fand deshalb sehr wahrscheinlich von SE bzw. E her statt, worauf ja auch das Streifengneis-Gerölle deutet.

Durch die dargelegten Gründe gewinnt die Annahme der Auspressung des Nordschenkels der Sedimentmulde und Übrigbleiben des dem G. M. auf- bzw. angelagerten Teiles an Wahrscheinlichkeit, soweit es nicht die Verschuppung NE Mörel betrifft. Südwestlich von Mörel kehren sich die Verhältnisse um, indem, beginnend am A. M., nach S hin stets jüngere Schichtglieder sich folgen.

## Die mechanische Beanspruchung und der Stoffumsatz bei der alpinen Orogenese

Die Tatsache, dass die Sedimentmulde bei der alpinen Gebirgsbildung gewissermassen zwischen die Puffer zweier sich nähernder Massivblöcke geriet, sollte genügen, stärkste Deformierung sowohl der einzelnen Mineralien wie auch der Gerölle zu erwarten. Dem ist aber nicht ganz so. Das wird umso eindrücklicher, wenn man sich eine Vergleichsbasis schafft. Hier wird gedacht an die Studien von K. R. Mehnert über Konglomerate im sächsischen Erzgebirge (lit. 77). In seiner Arbeit sind Geröllde formierungen beschrieben und auch abgebildet, wie man sie sich intensiver nicht vorstellen kann. Saure granitische Gerölle, die doch mechanischer Beanspruchung starken Widerstand entgegenzusetzen vermögen, wurden ausgewalzt wie Kuchenteig und zudem noch gefaltet.

Unser Konglomerat zeichnet sich durch saure Komponenten aus, die mechanisch nicht wesentlich verändert wurden. Sie zeigen wohl etwas Streckungs- und Zerdrückungserscheinungen, die aber nicht besonders augenfällig sind. Ab und zu wurden sie um einen bestimmten Betrag gedreht. Wesentlich ist das unterschiedliche Verhalten der Keratophyrgerölle, die in Richtung des Stresses ausgezogen wurden und auch begannen, sich zu verfingern. Sie sind gekennzeichnet durch parallel angeordnete Clivageflächen mit Serizit und Biotit, die parallel denen im Zement verlaufen. Somit wurden sie sicher synkonglomeratisch geschiefert. Auch legen sie sich gerne an die Rundung heller, saurer Komponenten in der Art, wie sich ein weicher Körper einem härteren anschmiegt. In dieser Weise dokumentieren

sich die Unterschiede in der Plastizität: einerseits eher starres Verhalten, andrerseits ein Nachgeben und Anpassen.

Bei Fürgangen steht, wenn man von Fiesch herkommt, auf der rechten Strassenseite ein einziges Wohnhaus. Dort erhebt sich jenseits der Strasse eine Felswand, die einen kräftigen Eindruck vermittelt von der Auswalzungsmöglichkeit des Keratophyrs. Die Gerölle des Ergussgesteins sind in der Schieferungsebene plattgedrückt und so in die Länge gezogen, dass ihre Längsachsen parallel gerichtet sind und jetzt ungefähr in der senkrechten Fallrichtung verlaufen. Damit ist auch der vertikale Schub an dieser Stelle erwiesen. Der Keratophyr wurde bei dieser Prozedur stärker serizitisiert als andernorts, z. T. völlig in Serizit umgewandelt. Deshalb haben diese Komponenten im Schieferungsbruch silberglänzendes, fast weisses Aussehen. Dadurch, dass die Serizitisierung so weit gediehen ist, ergeben sich Konvergenzerscheinungen mit Linsen von Serizit, die nichts anderes darstellen als ausgewalzte tonige Konkretionen.

Soweit die makroskopische Beobachtung. Wir erwarten aber vom mikroskopischen Befund noch etwas mehr, nicht nur bezüglich der Deformation, sondern auch betreffend eventueller stofflicher Beeinflussung der Gerölle vom Zement her. Aus diesem Grunde soll eine eingehende Beschreibung eines Schliffes folgen, der in idealer Weise verschiedene Erscheinungen in sich vereinigt, die sonst aus mehreren Schliffen zusammengetragen werden müssen. Es ist z. T. eine Wiederholung und damit eine Bestätigung von schon Gesagtem, z. T. ein Vermitteln neuer Gesichtspunkte, die allgemeine Gültigkeit für das Konglomerat besitzen und gleich anschliessend an die Beschreibung eine Erweiterung erfahren sollen.

*Psephitgneis.* IV 106. Fiesch

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Serizit |
| | albit. Plagioklas | Epidot |
| | Schachbrettalbit | Fe-halt. Karbonat |
| Struktur: blasto-psephitisch | Biotit | Apatit |
| Textur: schwach flasrig | Chlorit | Zirkon |
| | Muskovit | Erz |

Betrachten wir den Schliff zunächst bei geringer Vergrösserung und nicht gekreuzten Nicols, so kann uns bereits die sedimentäre Herkunft dieses Gesteins nicht entgehen; denn so ganz heterogen ist es (bald vererzt, bald erzfrei, stellenweise stärker Biotit-Serizit führend,

dann wieder sich ganz aus leukokraten Gemengteilen aufbauend), wobei sich Glimmer und Epidot kranzweise um helle Mineralaggregate legen. In der Tat handelt es sich um nichts anderes als um die Abbildung einer alten Konglomeratstruktur, die ja auch makroskopisch noch einwandfrei feststellbar ist. Im vorliegenden Schliff treten Gerölle auf bis gegen 1 cm Grösse.

### Das Zement

Es besteht vorwiegend aus pflästrig gefügtem Quarz kleinerer Körnung mit frischem und etwas zersetztem albit. Plagioklas, Schachbrettalbit, Biotit, Chlorit, Serizit-Muskovit, Epidot, Karbonat und Erz. Nach qualitativem und quantitativem Mineralbestand ist das Zement granitischer Zusammensetzung und enthält kleine Körnchen von Keratophyr.

Quarz ist gut rekristallisiert und zeigt kaum undulöse Auslöschung. Biotit lässt sehr deutliche Umwandlungserscheinungen zu Chlorit erkennen. Er ist teils löcherig und fetzig, teils frisch und unversehrt oder enthält Einschlüsse von Epidot, die noch in der Bewegungsrichtung angeordnet sind. (Wie bei der Querbiotitbildung.) Somit unterscheiden wir alten und neuen Biotit. Noch ausgeprägter erweist sich dasselbe beim Muskovit: neben vielem angefressenen löcherigen stellt sich frischer ein. Beide Generationen löschen meist undulös aus. Das Karbonat ist oft bräunlich verfärbt, also in Zersetzung begriffen.

### Die Gerölle

In der oben beschriebenen Grundmasse liegen nun

1. Quarzaggregate mit viel gröberer Körnung als die des Zementes, mit pflastrigem oder verzahntem Gefüge, manchmal mit etwas Glimmer-Gehalt (meist Muskovit). Dieser Quarz ist ebenfalls rekristallisiert und löscht nicht selten undulös aus. Es kommt vor, dass er über die alte Umgrenzung des Gerölls hinauswächst, so dass z. B. Glimmer, der zum Zement gehörte, plötzlich innerhalb der Komponente steckt. Aggregate solcher Art repräsentieren alte Quarzitgerölle.

2. Gerölle mit a) albit. Plagioklas und Quarz in wechselndem Verhältnis
   b) Quarz, albit. Plagioklas, Schachbrettalbit.
   c) wie a und b, aber mit Muskovit.

Es handelt sich somit um Aplit- bis Aplitgranitgerölle. Die Plagioklase wurden alpin z. T. verbogen oder auch zerbrochen, wobei der gerölleigene Quarz auf solchen Rupturstellen in sie hineindrang und sie auch an ihren Umgrenzungen sehr beträchtlich ankorrodierte. Ferner werden die Zwillingslamellen ab und zu unterbrochen durch fleckenhaft sich ausbreitende albitische Substanz.

3. Eingeschwemmte Feldspäte sind albitischer Plagioklas und postsedimentär zu Schachbrettalbit umgewandelter Kalifeldspat, welcher häufig karbonatdurchsetzt ist. Beide Feldspatarten zeigen mechanische Deformation und sind von Grundmassenquarz ankorrodiert.

4. Gerölle von Keratophyr. Während die Quarzit- und Aplitkomponenten in ihren Umrissen noch deutliche, wenn auch z. T. deformierte Geröllform aufweisen, lassen diese eine solche durchaus vermissen. Sie zwängen sich vielfach um Quarz- und Feldspatkörner wie auch um Gerölle herum, sind somit recht unbeständig in ihrer Form, ausgefingert und ausgefranst. Grundsätzlich lassen sich zwei Strukturtypen unterscheiden:

a) mit Einsprenglingen
b) ohne Einsprenglinge.

Auf kleinstem Raum sind verschiedenste Keratophyrtypen (Albit-T., Albit-Epidot-T., Albit-Biotit-T., Albit-Quarz-T.; vgl. p. 326 ff.) zu beobachten. Man erkennt sie meist schon bei nicht gekreuzten Nicols an der Erzführung (siehe auch Abschnitt C, p. 326).

Mechanische Deformation und Stoffumsatz, wie sie sich aus dem Schliff ergeben:

Die deformierende Wirkung bezüglich ursprünglicher Geröllform war bei den Kerat.komp. viel grösser als bei denen von Quarzit und Aplit. Diese reagierten auf den Stress wesentlich durch Umkristallisation ihres Quarzbestandes und vermochten sich dem einseitigen Druck weitgehend zu entziehen, was schon daraus erhellt, dass die Rekristallisation nicht nach dem Riekeschen Prinzip erfolgte. Die ursprüngliche Struktur des Gerölles erlitt kaum eine Veränderung. Der stoffliche Bestand blieb fast derselbe, wenn man von gelegentlicher Karbonatisierung und Albitisierung vom Zement her absieht. Jene dagegen waren einer Schieferung günstig. Mit ihr und nach ihr erfolgte ein Stoffumsatz, der nicht nur oft eine Verschleierung bis Verwischung der ursprünglichen Struktur zur Folge hatte, sondern auch aus dem Zement geröllfremde Substanz heran-

schaffte und damit die Möglichkeit chemischer Umsetzungen und der Mineralneubildung schuf. So ist die häufige Verquarzung vom Zement her sehr eindrücklich, auch Biotit-Chlorit-Bildung wie Serizitisierung und Epidotbildung alpin-metamorph. Die Glimmer folgen Stressbahnen, die auch im Zement angedeutet sind.

Eingeschwemmte Feldspäte erfuhren vorwiegend Kataklase, wobei Quarz die Risse verheilte. Auch wurden einsedimentierte Orthoklase albitisiert.

Man ersieht die Wichtigkeit des Stoffumsatzes im Zement, nicht nur für das Bild der Metamorphose in ihm selber, sondern auch für das der darin eingebetteten Gerölle. In diesem Schliff sind hauptsächlich Quarz und Albit die eigentlichen Repräsentanten des Umbildungsprozesses, ebenso wie es im Kalk-Pistazitschiefer (6880), von dem weiterhin die Rede sein wird (p. 295), das Karbonat ist. Für die gute Erhaltung der ursprünglichen Struktur ist einzig die Grobkörnigkeit verantwortlich, denn an sich ist der Grad der Umstellung nicht geringer als z. B. in der auf Seite 292 beschriebenen Arkose (IV 114).

Das mikroskopische Bild bestätigt die schon megaskopisch festgestellten Unterschiede der Plastizität von Keratophyrgeröllen gegenüber den aplitischen, quarzitischen etc. Die Kataklase macht sich am stärksten bemerkbar an eingeschwemmten Plagioklasen. Undulöse Auslöschung zeigen ausser den groben Quarzkörnern der Gerölle Plagioklas, Schachbrettalbit, Glimmer und Chlorit des Zementes.

Sehr wichtig zur Abklärung primärer und sekundärer Erscheinungen im Keratophyr ist dessen stoffliche Beeinflussung vom Zement her. Darüber gibt auch Handstück 6448 (siehe unter Psammiten, p. 289) weitere Auskunft. Schliesslich darf nicht ausser acht gelassen werden, dass ebenfalls die andersartigen Komponenten eine gewisse stoffliche Beeinflussung vom Zement her erlitten haben (Albitisierung, Chloritisierung, Karbonatisierung), die aber gegenüber derjenigen bei den Keratophyren als geringfügig zu bezeichnen ist.

## PSAMMITE und PHYLLITE

Alle Übergänge führen vom Konglomerat zu diesen Varietäten durch abnehmende Korngrösse und grosse Variationsbreite des Glimmer- und Chloritgehaltes.

Es gibt keine scharfe Abgrenzung zwischen Psammiten und Phylliten. Zudem wird schon definitionsgemäss den letzteren ein mehr oder weniger grosser Quarzgehalt eingeräumt. Als Phyllite

werden im Folgenden Gesteine mit vorwiegendem Glimmer- und Chloritgehalt (mehr als die Hälfte des Mineralbestandes) bezeichnet, bei zurücktretendem Quarz und keinem oder wenig Feldspat. Beträgt der Glimmergehalt die Hälfte bis etwa drei Zehntel des Mineralbestandes und ist unter den übrigen Gemengteilen Quarz der häufigste Vertreter, Feldspat unter 10 %, so seien die Gesteine als Quarz-Phyllite benannt, um anzudeuten, dass der Glimmer und auch der Chlorit als glimmerähnliches Mineral doch noch wesentliche Bestandteile sind. Ihre Quantität sinkt von da an rasch ab, und wir haben es mit eigentlichen Psammiten zu tun. In die Reihe psammitischer Varietäten sollen auch Karbonat-Epidotgesteine gestellt werden, weil sie eng mit den psammitischen Sedimenten verknüpft sind. Als weiteres Moment zum Ausscheiden verschiedener Typen ist das Auftreten vulkanischen Materials in Betracht zu ziehen, das mengenmässig bald vorherrscht, bald zurücktritt, selten ganz fehlt, mit Ausnahme in den Phylliten. Es macht sich in den hellen Psammiten bemerkbar durch blauschwarze Punkte bis Flecken. Dominiert es, so ist das ganze Gestein von dunkler Farbe, und wir haben es mit Tuffen und tuffähnlichen Bildungen zu tun. Sie werden im Abschnitt C getrennt behandelt (p. 326 ff.).

Um ein unverfälschtes quantitatives Bild in mineralogischer wie chemischer Hinsicht des sedimentären Anteils zu erhalten, wurde jeweils bei vorwiegend normalsedimentären (Gegensatz zu vulkanisch-sedimentären) Gesteinen der vulkanische Anteil ausgeschieden. Das lässt sich gut durchführen bei Schliffausmessungen, weniger bei Durchführung chemischer Analysen, da die „Bömblein" beim Zerkleinern des Gesteins infolge ihrer Kleinheit (oftmals nur wenige Zehntel mm) kaum zu isolieren sind. Deshalb war in zwei Fällen, wo der Chemismus interessierte, eine bloss theoretisch berechnete Analyse möglich.

Demgemäss sollen unterschieden werden:

1. Arkosen
2. Quarz-Phyllite
3. Kalk-Pistazitschiefer
4. Phyllite

### 1. Arkosen

Wir können gewissermassen 2 Phänotypen unterscheiden:

a) heller Typus: keine oder wenig Keratophyr-Bruchstücke, schon makroskopisch erkennbar,

b) dunkler, grauer Typus: Keratophyr-Anteil einige Prozent und in feiner Verteilung vorliegend.

Es seien typische Beispiele herausgegriffen und näher beschrieben.

a) *Heller Typus*

*Arkose.* 6448. Binna, Flussgerölle.

Makroskopisch: helles, feinkörniges Gestein mit Karbonatpigmentierung und einer grossen Keratophyrkomponente (11 × 8 × 2 cm), die gegen die psammitische Grundmasse hin einen Reaktionsrand von Epidot und Karbonat aufweist.

Schliff 6448 repräsentiert einen Schnitt durch die Grundmasse, also durch den Psammit, Schliff 6448a einen solchen am Reaktionsrand zwischen Keratophyr und Arkose.

Mikroskopisch: 6448

| | | |
|---|---|---|
| Mineralbestand: | Quarz | 47,2 % |
| | Epidot | 17,7 % |
| | Feldspat (Plagioklas+Schbralb.) | 16,2 % |
| | Kalzit | 14,3 % |
| | Rest (Akzess.=Seriz. Musk., Chlorit, Apatit, Rutil, Hämat.) | 4,6 % |
| | | 100,00 % |

Struktur: blastopsammitisch
Textur: schwach parallel struiert

Das Zement wird gebildet durch rekristallisierten Quarz, der ebenfalls in Aggregaten vorkommt, ehemalige kleine Gerölle darstellend. Schwach serizitisierter albitischer Plagioklas als eingeschwemmtes Material neben ziemlich frischem, sekundärem. Wichtig ist das Auftreten von ± farblosen Karbonat-Porphyroblasten, die Plagioklas, Quarz und Epidot einschliessen*). Sie besitzen amöbenartige Umrisse und korrodieren Quarz und Feldspat, nicht aber Epidot an. Alpine Mobilisierung des Karbonats und Wanderung durch die Porenräume ist offensichtlich. Der Epidot ist ebenfalls poikiloblastisch und auch sonst durchaus dem Karbonat entsprechend im Verhalten. U. a. zeigt er gelegentlich Ein-

*) Das Karbonat konnte nach der Färbemethode mit Kupfer II-Nitrat als Kalzit bestimmt werden (Hügi, lit. 58).

schlüsse von Kalzit, während in Porphyroblasten des letzteren Epidotkristalle liegen. Karbonatische Lösung hat also die etwas früher kristallisierten Epidotkristalle umschlossen. Sie sind die Kristallate eines Stoffumsatzes der gleichen zirkulierenden Lösung.

Das Schliffbild entspricht ziemlich genau dem von 6891.

6448a. Gegen das Geröll hin kann nun folgendes beobachtet werden: Zunächst tritt eine 0,5 mm breite Epidotzone auf, der ein 1,5 mm breiter Karbonatsaum mit etwas Epidot folgt, und schliesslich liegt der Keratophyrkomponente ein 1 mm breites Epidotband (mit bis zu 1,6 mm langen Epidot-Spiessen) direkt an. Somit ist der Keratophyr von Epidot- und Kalzithüllen gegen den Psammit hin begrenzt.

In der Kalzithülle beobachtet man an einigen Stellen Serizitbahnen mit Erzzügen und selten Chlorit. Es muss sich wohl um gänzlich ausgewalzte Keratophyrteile handeln, denn es können direkte Übergänge zu sicheren Keratophyrpartien festgestellt werden. Sie sind stets vergesellschaftet mit Epidot. Die Epidot-Kristalle der innersten Zone sind in besonderem Masse durchsiebt, denn sie schliessen häufig Keratophyrmaterial ein, gelegentlich auch Kalzit, wobei die Schieferungstextur des Keratophyrs unverändert und gleichsinnig durch die Einschlüsse in Epidot durchsetzt.

Die Kalzit-Epidotzonen sind übrigens schon makroskopisch im Querschnitt des Gesteins zu sehen: bald liegen zwei Epidotzonen aussen, eine Kalzitzone innen oder aber die äussere Epidotzone fehlt.

Der Keratophyr vom Albit-Epidot-Typ (vgl. p. 328) ist verschiefert. Erz zeigt Anklänge zu geradlinig paralleler Ausrichtung, die Feldspatleistchen — selbst Einsprenglinge — zeigen grösstmögliches Bestreben, sich dieser Richtung anzugleichen. Sie weisen zackige, z. T. verschwommene Umrisse auf. Serizit, der sich aus ihnen gebildet hat, unterstreicht die Paralleltextur. Dasselbe ist zu sagen von Epidot, der mit Kalzit zusammen auf Clivageflächen sich einstellt, manchmal derart, dass der Kalzit im Zentrum, der Epidot randlich, also gegen die Keratophyrmasse hin, liegt. Das Erz hat sich z. T. zu Klumpen zusammengelagert und pseudomorphosiert manchmal Epidot oder gar Plagioklasleisten.

Rekonstruktion der Vorgänge bei der Metamorphose: Die Schliffe lassen die bedeutende Rekristallisation vor allem von Quarz und Kalzit, die Neubildung von Epidot und die mit diesen Vorgängen verbundene Umstellung des Gesteins erkennen. Primärer Mergelgehalt der Sedimente (siehe auch unter 3: Kalk-Pistazitschiefer, Seite 295) muss eine Rolle gespielt haben. Bei der

alpinen Metamorphose war damit die Voraussetzung zur Bildung von Epidot gegeben, der restierende Karbonatanteil dagegen kristallisierte zu Kalzit-Porphyroblasten und in Aggregaten in der Arkose selber. Das geschah unter einer gewissen Beweglichkeit der karbonatischen Substanz, d. h. es trat eine Stoffzirkulation ein. Dabei stellte sich der Keratophyr als Fremdkörper von dichter Beschaffenheit (im Gegensatz zum porösen Sandstein) hindernd in den Weg, was eine Stauung und damit eine Konzentration der zirkulierenden Lösung an der Keratophyroberfläche zur Folge hatte. Unmittelbar vorangehend war der Keratophyr unter Serizitisierung geschiefert worden. Er wurde nun randlich von der karbonatischen Lösung angegriffen, was eine chemische Reaktion nach sich zog: Epidot konnte sich bilden, wobei Fe und Al aus dem Keratophyr, Ca aus dem mobilisierten Stoff des sedimentären Substratums bezogen wurden.

Auf Clivageflächen vermochte die Lösung aber auch ins Innere der Komponente einzudringen und es kam so ebenfalls dort zum Absatz von Kalzit und Epidot. Der Keratophyr erwies sich im übrigen als sehr plastisch. Dem auswalzend wirkenden Druck wusste er sich weitgehend durch p a r t i e l l e s Lösen besonders an den Kristallrändern und nachfolgendes Umstellen der Textur anzupassen. Damit erklärt sich die Seltenheit bzw. untergeordnete Bedeutung von Rupturen und Verbiegungen ganz allgemein im Keratophyr.

*Zusammenfassung:* Das vorliegende Handstück und die Schliffe dazu geben wichtige Anhaltspunkte in 3 Richtungen:

1. Über das Verhalten zweier Gesteinsarten (Sediment-Eruptivgestein) gegenüber einer Metamorphose bei völlig gleichen Bedingungen. P s a m m i t: ausgesprochene Neu- und Umkristallisation; mechanische Effekte durchwegs gering. K e r a t o p h y r: Verschieferung und schwache Umkristallisation des ursprünglichen Mineralbestandes, Neukristallisation, mech. Effekte an ursprünglicher Geröllform gross, am Mineralbestand gering.

2. Über die chemische Reaktion zwischen ihnen. Übrigens ein seltenes Beispiel, denn solche Reaktionsringe konnten sonst nie festgestellt werden. Erzsäume sind bloss bedingt durch Stoffwanderung im Geröll, Biotit-Chloritsäume an Geröllen durch die mineralische Verteilung im ursprünglichen Sediment.

3. Über die Herkunft des Epidots im Keratophyr. Im vorliegenden Falle ist ganz offensichtlich, dass die Epidotbildung eine Frage des Chemismus des Nebengesteins, d. h. des Sediments ist. Die Substanz des Keratophyrs war dabei bloss partiell oder gar nicht beteiligt.

b) *Dunkler Typus*

Wenn auch der Keratophyranteil im Grunde genommen gering ist, so hat er doch Einfluss auf das Aussehen des Gesteins dank seiner feinen, makroskopisch nicht mehr wahrnehmbaren Verteilung. Eben das verleiht diesem Typus die grau-blaue Farbe. Dadurch fällt er in den Phylliten, die ähnliche Farbnuancen aufweisen, nicht besonders auf, umso weniger, als er in diesen nur dünnwandig auftritt.

*Arkose.* IV 114. Bachrunse westlich Gibelsbach.

Makroskopisch: Das Gestein ist gebändert. Drei schmälere Lagen sind grünlich-blau und Biotit-Serizit-Chlorit-führend. Sie entsprechen dem Typus Quarz-Phyllit, zeigen auch Übergang zu Chlorit-Serizit-Phyllit. Dazwischen schalten sich zwei gegen 3 cm dicke Schichten, die auf der Verwitterungsfläche bräunliches, im frischen Bruch graues Aussehen haben, feinkörnig dicht und mit braunen Tüpfchen von Fe-haltigem Karbonat gesprenkelt sind. Das Handstück zeigt eindrücklich, wie die Karbonatpigmentierung sich fast ausschliesslich an die glimmerarmen, quarzreichen Lagen hält. Die grünlich-blauen, glimmerreichen Partien sind ± frei davon. Die Bänderung entspricht einem Sedimentationszyklus, der Sand und Ton wechselweise zur Ablagerung brachte.

Mikroskopisch: Der Schliff gibt eine Partie aus einer glimmerarmen und einer anschliessenden glimmerreichen Zone wieder.

| Mineralbestand: | | | |
|---|---|---|---|
| | Quarz | 54,5 % | unter Auslassung des Keratophyranteils. |
| | Feldspat (vorwiegend albit. Plagioklas, etwas Schachbrettalbit±Orthoklas.) | 21,2 % | |
| | Karbonat | 18,0 % | |
| | Glimmer+Chlorit | 4,9 % | |
| | Epidot | 0,9 % | |
| | Apatit, Erz, Zirkon, Turmalin, Rutil. | 0,5 % | |
| | | 100,0 % | |

%-Gehalt der Keratophyr-Komponente am Gestein = 5,4 %

Struktur: granoblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Das vorliegende Gestein ist ein Gegenstück zu G 3a (p. 293). Während nämlich bei jenem der ursprüngliche Psammitcharakter

noch sehr deutlich erhalten ist, wurde derselbe bei diesem Gestein stark verwischt durch weitgehende Rekristallisation. Besonders der Quarz hat deshalb ein frisches Aussehen, und Korngrössen-Unterschiede wurden in weitem Masse ausgeglichen. Er ist es auch, der hauptsächlich die Kristallisationsschiefrigkeit des Gesteins vorzeichnet, denn der geringe Glimmergehalt (bloss $^1/_6$ von G 3a) erlaubte kein Abfangen der Bewegung wie in G 3a. Damit steht die stärkere Umstellung des Gesteins in ursächlichem Zusammenhang. Als alte Geröllkomponenten geben sich eigentlich nur Keratophyr-Bruchstücke zu erkennen (mit wechselndem Erzgehalt), die meist linsenartig ausgewalzt wurden in Richtung des Stresses und somit jede ursprüngliche Form verloren haben. Dabei wurden sie von rekristallisiertem Quarz etwas ankorrodiert.

Besser erhalten hat sich der ursprüngliche lithologische Wechsel. Schichtung und Schieferung fallen hier übrigens zusammen. Sehr hübsch sieht man in diesem Schliff die zwei Plagioklasgenerationen, besonders deshalb, weil sich ab und zu frische Albite saumartig den älteren, einschlussdurchspickten albitischen Plagioklasen (hpts. Serizit-Einschlüsse) anlagern. Unterschiede in der Lichtbrechung bei solchen Assoziationen sind keine wahrzunehmen. Karbonat ist eine wichtige Mineralkomponente und schafft sich mit Vorliebe auf Kosten von Quarz und Plagioklas Raum. Eine Zone mit höherem Glimmergehalt ist ärmer an Karbonat. Parallelverwachsungen von Biotit-Chlorit-Serizit sind zu beobachten.

## 2. Quarz-Phyllit

Da es sich um keine reinen Sandsteine mehr handelt, wird man auch entsprechend etwas anderes physikalisches Verhalten, z. B. gegenüber mechanischer Beanspruchung, erwarten. Tatsächlich sind Faltungen in ihnen zu beobachten.

Der Keratophyranteil übersteigt nicht einige % oder fehlt und ist weiter von keinem Einfluss. Die Farbe des Gesteins ist bereits gegeben durch den merklichen Gehalt an dunklem Glimmer und Chlorit.

*Quarz-Phyllit.* G 3a. Gibelsbach.

Makroskopisch: Feinkörniges, grünlich-graues Gestein mit dunkelbrauner Pigmentierung von Fe-haltigem Karbonat. Parallele Lagen von Muskovit-Biotit-Chlorit lösen vorwiegend quarzführende Schichten ab. Die Schieferungsfläche zeigt flockenhafte Ver-

teilung des Muskovits, was dem Gestein seinen Schiller verleiht. Leicht schwarz gesprenkelt durch Biotitführung.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | | |
|---|---|---|
| | Quarz | 55,8 % |
| | Glimmer + Chlorit | 27,6 % |
| | Albit + Orthoklas | 8,3 % |
| | Erz, Karbonat, Apatit, Turmalin, Zirkon | 5,9 % |
| | Epidot | 2,4 % |
| | | 100,0 % |

**Anteil der Keratophyrkomponente am Gestein = 2,8 %**

Struktur: blastopsammitisch
Textur: parallel struiert

Kleinkörniger Quarz, der z. T. undulös auslöscht; grössere Körner zeigen sich da, wo ehemalige Quarzitgerölle rekristallisierten (keine undulöse Auslöschung mehr). Der Plagioklas, wie immer albitisch (5—10 % An), tritt in zwei Generationen auf, die ältere stärker serizitisiert, die jüngere wenig bis gar nicht zersetzt. Orthoklas ist in unbedeutender Menge vorhanden und teils in Schachbrettalbit umgewandelt. Serizit rekristallisiert zu Muskovit; Biotit, Chlorit, Muskovit treten in wechselweisen Parallelverwachsungen auf. Muskovit und Chlorit sind z. T. aus Biotit entstanden und Muskovit auch aus Chlorit. Teilweise Neubildung von Biotit (Querbiotit).

Bei nicht gekreuzten Nicols machen wir eine wichtige Beobachtung: sie betrifft das Erz und die Art seiner Verteilung. Es tritt in gröberen und feineren Körnern auf. Im ersten Falle handelt es sich um Klumpen oder auch um stäbchenartige Formen mit einer Länge von 0,1—0,2 mm, im zweiten dagegen um solche, die in ihren Dimensionen bloss einen Bruchteil der andern ausmachen. Die grossen und ein Teil der kleinen Körner sind ganz zufällig über den Schliff verteilt, der Grossteil der kleinen jedoch zeigt eine auffällig gesetzmässige Anordnung bzw. Verteilung. Sie besetzen gewisse Flächen von bohnen-, birnen- und schmitzenartiger Form mit Längen bis zu 0,7 mm. Kreuzt man die Nicols, so erkennt man, dass die Hauptmasse der erzdurchsetzten Partien aus kleinen Plagioklasleistchen besteht. Somit handelt es sich um nichts anderes als um mikroskopisch kleine Keratophyr-Komponenten vom Albit-Typus (vgl. p. 326). Sie sind makroskopisch nicht erkennbar.

Schon Jakob hat verschiedene Varietäten von Keratophyr-Bruchstücken beschrieben, wie sie sich in Psephiten und Psammiten häufig finden, nur hat er sie als „mikroaplitische" Bildungen angesehen.

### 3. Kalk-Pistazit-Schiefer

In diesem Abschnitt sollen zwei Dinge vereint werden, die scheinbar etwas Verschiedenes darstellen und nicht im ganzen Ausmass zur Überschrift passen. Das eine betrifft einen richtigen, mehrere Meter mächtigen Gesteinskomplex, das andere ist eine leicht übersehbare Erscheinung, die sich, verglichen mit den andern, in kleinen Dimensionen abspielt. Beides konnte nur an der Furkastrasse bei Fürgangen beobachtet werden. Damit soll nicht gesagt sein, dass die Erscheinungen andernorts sich ev. nicht auch finden liessen, doch sind sie am besagten Ort jedenfalls sehr augenfällig. Sie tragen zur Klärung der Beziehungen zwischen Epidot und Keratophyr wie auch zur Herkunftsfrage von Epidot und Karbonat wesentlich bei.

*Keratophyrhaltiger Kalk-Pistazit-Schiefer.* 6880. Furkastrasse, 400 m NE Station Fürgangen. Mächtigkeit: 3 m.

Makroskopisch: Ausgesprochen parallel texturiertes grünlich-gelbes Gestein vom Aussehen eines Kalksilikatfelses, körnig und dicht, worin weisse Linsen von Quarz und Kalzit, blau-schwarze verschiedenster Grösse von Keratophyrsubstanz in strenger Parallelanordnung, mit bis zu 2 mm langen Säulchen von Epidot. Diese Keratophyrpartien scheinen mehr und besser ausgebildeten Epidot zu führen als die Kalkepidotmasse, worin sie liegen, und erwecken den Eindruck ausgewalzter Gerölle.

Mikroskopisch (Schliff 6880a).

| | | |
|---|---|---|
| **Mineralbestand:** | Kalzit | 38,1 % |
| | Epidot | 35,6 % |
| | Quarz | 23,8 % |
| **(Unter Auslassen des eruptiven Anteils)** | Muskovit (Serizit), + Chlorit + Erz | 2,5 % |
| | | 100,0 % |

Struktur: heteroblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Der erste Eindruck beim Betrachten des Dünnschliffes ist der eines stark veränderten Sedimentes unter Verlust jeglicher Reliktstruktur. Wirklich sind Verdrängungserscheinungen, Um- und Neukristallisationen, verbunden mit Parallelstruierung die Zeugen alpin-

metamorpher Vorgänge, die das Bild beherrschen und die dem Gestein ein völlig neues Gepräge geben. In ziemlich chaotischem Durcheinander liegen Kalzit, Epidot, Quarz, Muskovit und Keratophyrsubstanz. Dem Kalzit vor allem kommt eine wichtige Rolle zu. Ausser seiner Dominanz in quantitativer Hinsicht zeichnet er sich aus durch seine ausserordentliche Korrosionsfähigkeit. Quarz und Keratophyrsubstanz werden „aufgefressen", wenn sie ihm im Wege sind. Dadurch erscheint der Quarz öfters ganz durchsiebt. In Karbonatpartien liegen kleine Überbleibsel von Keratophyr und ab und zu Erzkörnchen, die sich zum grossen Teil als letzte Reste der Keratophyrauflösung erweisen. Das Karbonat verhält sich ziemlich indifferent gegenüber Epidot und Muskovit. Letzterer wurde neu gebildet (z. T. durch Serizitisierung von Keratophyr und nachträglicher Sammelkristallisation) und bevorzugt Stressbahnen. Der Epidot hält sich tatsächlich am liebsten an Keratophyrsubstanz (Albit-Epidot-T., p. 328), wie schon mikroskopisch vermutet, und durchsetzt sie in idiomorphen Stengeln kreuz und quer mit einer gewissen Tendenz der Einregelung nach der Schieferungsebene. Er ist oft etwas löcherig und von Erzschlieren durchzogen. Die Keratophyrmasse selber, ganz durchfressen und deshalb reliktisch auftretend, erweist sich als völlig untypisch: sie besteht aus feinkrümeligen albitischen Aggregaten ohne irgendwelche Relikte von Einsprenglingen, und ist von Quarz durchsetzt. Soweit sie erhalten ist, erscheint sie über den ganzen Schliff gleichartig. Das Erz hat sich zu Haufwerk vereinigt und durchzieht schlierenweise ungestört reliktischen und ursprünglichen Keratophyr (jetzt vorwiegend aus Epidotaggregaten bestehend). Daneben vollzog sich eine Serizitisierung, die soweit gehen kann, dass sich sogar Muskovit zu bilden beginnt. Die Serizitbahnen wie die Erzschlieren verlaufen in Richtung des Stresses. Da dies unbekümmert um im Weg liegende Epidote geschieht, erweist sich dieser hier besonders eindrücklich als alpin-postdeformative Bildung, die mit dem Keratophyr nur insofern etwas zu tun hat, als offenbar dessen chemische Zusammensetzung beim allgemeinen Stoffumsatz der Entstehung von Epidot besonders günstig war.

Versuchen wir kurz, die ursprünglichen Verhältnisse zu rekonstruieren: Der erhöhte Karbonat-Epidotgehalt macht sich im Gelände sprunghaft geltend, d. h. das vorliegende Gestein tritt in Form einer Linse mit einer beobachteten maximalen Breite von drei Metern auf.

Typisch ist ausser dem Kalk-Epidotgehalt die Führung von Substanz vulkanischer Herkunft, die sich aber bei der Metamorphose nicht völlig zu halten vermochte, sondern teilweise dem Stoffum-

satz zum Opfer fiel. Da im Gesteinsverband unmittelbar angrenzend Tufflagen vorkommen und zudem eine grosse Ähnlichkeit zwischen diesen und der Keratophyrsubstanz im vorliegenden Falle festgestellt werden kann (mikroskopisch), hat am meisten Wahrscheinlichkeit die Annahme einer ursprünglichen Wechsellagerung von Tuff und Kalk, wobei sich der zweite durch eine gewisse Sand- und Mergelführung auszeichnete. Bei der alpinen Orogenese erfolgte zuerst Auswalzung und Schieferung, schliesslich Stoffumsatz und Neu-, bzw. Rekristallisation, z. T. in zeitlicher Überlappung mit der mechanischen Verformung; die Keratophyrsubstanz blieb reliktisch zurück und täuscht jetzt Konglomeratcharakter des Gesteins vor. Gegen eine Annahme, dass es sich um Gerölle handelt, spricht auch die Tatsache der Gleichheit dieser Schmitzen. Keratophyrbruchstücke auch auf kleinstem Raum vereinigt, sind sehr heterogen (vgl. Schliffbeschreibung von IV 106, p. 284).

*Quarz-Epidotlinse in Konglomerat.* 6878. Furkastrasse bei Fürgangen.

Makroskopisch: Die Linse, etwas länger als 1 m, max. 5 cm breit, hebt sich deutlich vom Nebengestein, das keratophyrreich ist (tuffogener Psammit bis Psephit), ab. Geringe, aber dennoch deutliche Karbonatpigmentierung ist wahrnehmbar. In der grünlichen Masse liegen kleine, nur wenige mm lange Linsen mit Quarz und etwas Karbonat. Es ist die gleiche Erscheinung wie in Hdst. 5765 derselben Lokalität. In diesem Stück erkennt man eine solche Linse von 5 cm Länge, 1 cm Breite und eine grössere Zahl kleinerer gleichartiger Linsen. Die grössere Linse zeigt keine scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein. Sie verläuft nicht parallel der Schichtung, sondern in Richtung der Schieferung, in einem spitzen Winkel zur ersten.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Schachbrettalbit |
| | albit. Plagioklas | Biotit |
| | Epidot | Chlorit |
| | Karbonat | Serizit |
| | | Rutil |
| | | Apatit |
| | | Erz |

Struktur: heteroblastisch mit Reliktstrukturen
Textur: kristallisationsschiefrig

Der Schliff erfasst ausser der epidotreichen Schliere oder Linse auch Nebengestein, das einem gewöhnlichen Psammit mit Quarz, Plagioklas und ziemlich viel Keratophyrkomponenten verschiedener Typen entspricht. Im Zement fehlen nicht die üblichen Mengen Epidot, wie auch Biotit, Chlorit, Serizit und etwas Karbonat. Wir können das Gestein als tuffogen bezeichnen.

Rücken wir nun gegen die Epidotlinse vor: Je näher wir ihr kommen, desto mehr verliert das Gestein seinen ursprünglichen Charakter. Es folgen sich in gewissen Abständen parallele Bänder mit rekristallisiertem Quarz oder Quarz und Karbonat mit randlicher Begrenzung von Epidot. Dazwischen liegt vorwiegend Keratophyrmasse mit nur noch spärlichen Albitleistchen, während die Hauptmasse aus kleinkörniger, krümeliger albitischer Substanz besteht, worin manchmal noch Rudimente ehemaliger Einsprenglinge erkennbar sind. Quarz und Epidot durchspicken die Keratophyrsubstanz. Irgendwelche Geröllumgrenzungen können nicht mehr beobachtet werden. Paralleltexturierung beherrscht das Bild.

Dieses Schwinden aller ursprünglichen Verhältnisse wird immer stärker, und schliesslich haben wir nichts mehr als ein wirres Gemenge von Keratophyrsubstanz, Quarz und Feldspat in einem dichten Gewebe von körnigem Epidot, in beliebigen Richtungen durchzogen von Quarzadern und -linsen als Letztkristallisation.

Folgerungen: Wichtig ist in erster Linie die Erkenntnis, dass diese epidotreichen Linsen nicht alpine Zerrkluftfüllungen darstellen, wie man etwa glauben möchte, sondern als mit Epidot imprägnierte Stellen im ursprünglichen Gestein sich erweisen. Damit ergibt sich eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem vorgängig behandelten Kalk-Pistazitschiefer, wenn dieser auch bedeutend mehr Karbonat führt, und der Epidot meist idiomorph ist. Beiden Fällen ist die makroskopisch sprunghafte Epidot-Zunahme eigen, verbunden mit einer starken Umstellung des Gesteins.

Fügen wir noch eine weitere wichtige Beobachtung hinzu: Solche Quarz-Epidotlinsen wurden auch in Gesellschaft kleiner Quarzlinsen gefunden, die eindeutig als frühere Karbonatkonkretionen bestimmt werden konnten (darüber siehe unter Phylliten, p. 302). Sie bestehen des öftern auch aus Quarz und Karbonat mit einem randlichen Quarzsaum. Dasselbe kann man nun bei Quarz-Epidotlinsen treffen.

Demgemäss sind diese sprunghaft auftretenden, lokalen und linsenartigen Epidot-Karbonatanreicherungen aller Dimensionen, die das Gestein gewissermassen durchsaften, nichts anderes als die alpinmetamorphen Zeugen schon primärer Inhomogenitäten des Gesteins,

d. h. von Kalk-Mergelkonkretionen. Sie vermochten sich zum kleineren Teil zu behaupten und wurden zu Quarz-Epidotlinsen; zur Hauptsache fand eine Stoffabwanderung ins Nebengestein statt infolge Auswalzung und damit verbundener Volumenverminderung der Konkretionen. Die Lage der heutigen epidotreichen Partien entspricht ungefähr der früheren Position der Konkretionen, nur dass sie jetzt vom Nebengestein eingenommen wird unter Aufschluckung der konkretionären Substanz. Das setzt eine nicht unbeträchtliche Porosität des Gesteins voraus. Es ist ganz fraglos, dass diese bei den vorliegenden Bildungen tatsächlich bestanden hat.

## 4. Phyllite

Drei Beispiele werden erläutert: zunächst folgt ein Typus, der noch relativ reich an Quarz ist und so den eigentlichen Psammiten recht nahe steht, wenn auch der phyllit. Charakter überwiegt. An ihm sollen auch gewisse Erscheinungen einer metamorphen Differentiation erörtert werden. Der nächste Typ interessiert vor allem wegen seiner Quarz-Karbonatlinsen, die ganz eigentümlich die sedimentäre Herkunft des Gesteins tarnen. Im übrigen vermittelt er wie der erste ein tektonisch interessantes Bild. Schliesslich folgt ein Beispiel für glimmerreichste Phyllite, denen viel ausgesprochener als den andern Querbiotitbildung eigentümlich ist.

*Serizit-Biotit-Phyllit,* gefältelt. 5929. Gifrischbach.

Makroskopisch: Gestein von graublauem Aussehen mit Silberglanz auf den Schichtflächen und den üblichen eisenhaltigen Karbonat-Porphyroblasten. Das Handstück ist ein Bruchstück aus einer Falte. Im weitern konstatiert man Kleinfältelung, verbunden mit einer Transversalschieferung. Dadurch erscheint das Gestein auf der Scheitelfläche der Falte gerillt. Helle Quarzäderchen unterbrechen gelegentlich die graue Grundmasse. Sie sind sekundär entstanden durch Lösen von Quarz im Gestein bei der Metamorphose, verbunden mit Stoffwanderung. Es erfolgt Konzentration und anschliessende Rekristallisation in vorgezeichneter Lage, bedingt durch Schichtfugen. Es sind die gleichen $SiO_2$-haltigen Lösungen, die die Kalkkonkretionen verdrängen. Eine Ursache schafft somit zwei Phänomene, die begreiflicherweise nicht immer deutlich auseinandergehalten werden können. Die Quarzadern zeigen oft einen Saum von Biotit. Die Durchaderung in parallelen Zügen den Schicht- bzw. Schieferungsflächen entlang, jede Krümmung, jede Faltung jener

mitmachend, verleiht dem Gestein, wenn man es im Felde betrachtet, ein an injizierte Schiefer mahnendes Aussehen. Fig. 13 lässt dies erkennen und zeigt, wie von einer solchen Erscheinung bis zu eigentlichen alpinen Ausschwitzungen ein direkter Übergang besteht. Wir haben es hier mit einem typischen Fall der metam. Differentiation zu tun. In diesem Zusammenhang sei gleich erwähnt, dass phyllitische Varietäten solchen alpinen Gangfüllungen begreiflicherweise besonders günstig sind, so dass z. B. im Gifrischbach Gänge von mehreren Metern Länge und ebensolcher Breite auftreten.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Chlorit |
| | albit. Plagioklas | Apatit |
| | Serizit-Muskovit | Turmalin |
| | Biotit | Zirkon |
| | Karbonat | Hämatit |
| | Epidot | |

Struktur: lepidoblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Die Kleinfältelung ist die überragende Erscheinung in diesem Schliff, der eine Stelle aus dem einen Schenkel der Falte wiedergibt. Sie ist es nicht nur, weil Biotit und Serizit Polygonalbögen bilden, sondern auch, weil ebenfalls die übrigen Gemengteile streng in die Faltengirlanden einbezogen sind. Das gilt besonders auch für den Quarz, der typisch kristallisationsschiefrige Ausbildung besitzt (gelängt in Richtung der Bewegung). Eine nicht unbeträchtliche Menge meist unverzwillingten albitischen Plagioklases ist vorhanden. Glimmer und Quarz sind etwa zu gleichen Teilen vertreten. Chlorit, aus Biotit entstanden, spielt nur eine untergeordnete Rolle. Epidot dagegen ist recht häufig. Quarz-(Albit)-Glimmerlagen wechseln mit albitführenden Quarzlagen, in denen der Quarz vielfach grob rekristallisiert ist. Interessant sind die braungefärbten Karbonat-Porphyroblasten, die bis zu 1 mm Grösse erreichen können, was im Vergleich zu den andern Mineralien sehr beträchtlich ist. Ihr poikiloblastisches Aussehen verrät deutlich die Sprossungsnatur. Die in ihnen enthaltenen Einschlüsse von Grundmasse (Quarz, Epidot, Erz) zeigen kontinuierlich sich fortsetzende Fältelungstextur, unbekümmert um die Porphyroblasten. Das Karbonat ist die jüngste alpin postdeformative Bildung. Die Braunfärbung geht von Spaltrissen aus und verbreitet sich felderartig.

Fig. 13. Quarzäderchen (weiss ausgespart) in Phyllit (feine Striche) als Folge der metamorphen Stoffdifferenzierung. Dick ausgezogen: eigentliche alpine Ausschwitzungen von Quarz (kreuz und quer gestrichelt) und Fe-haltigem Karbonat (punktiert). Gifrischbach.

*Chlorit-Serizit-Phyllit.* G 1. Gibelsbach.

Makroskopisch: Grünes Gestein mit einem Stich ins Blaue, schiefrig, brüchig. In charakteristischer Weise durchspickt von weissen Linsen verschiedenster Grösse (wenige mm bis einige cm lang). Sie sind entweder völlig dicht oder — und das häufiger — an der Verwitterungsoberfläche löcherig zerfressen durch Herauslösen von Fe-haltigem Karbonat. Die weisse, nicht angreifbare Substanz ist Quarz, der meistens als helles Band die gelblich-bräunliche karbonatische Masse umsäumt. Die Längsachsen dieser Linsen liegen in der Schieferungsebene und machen alle tektonischen Bewegungen (wie Fältelungen) mit. In ihrem Druckschatten kann Biotitbildung beobachtet werden. Bei bloss oberflächlicher Betrachtung mahnt einen das Gestein an das Aussehen eines metam. Melaphyrmandelsteins. Ja, es kann makroskopisch ohne weiteres mit einem solchen verwechselt werden.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | | | |
|---|---|---|---|
| | Serizit+Chlorit | = | 72,3 % |
| | Quarz+Albit | = | 14,0 % |
| | Biotit | = | 7,7 % |
| | Hämatit, Apatit, Turmalin, Karbonat | = | 4,4 % |
| | Epidot | = | 1,6 % |
| | | | 100,0 % |

Struktur: lepidoblastisch
Textur: schiefrig mit Kleinfältelung

Dass es sich nicht um ein Ergussgestein, sondern um ein Sediment handelt, zeigt das mikroskopische Bild. Chlorit und Serizit sind in Falten angelegt, teils durch Umbiegung der einzelnen Individuen, teils durch Anordnung nicht deformierter Kristalle in Bogenform. Die Polygonalbögen werden durchbrochen von Stressbahnen senkrecht zu den Faltenachsen und parallel der Schenkelrichtung, besonders deutlich markiert durch Erzzüge. Die Chlorit- und Glimmermasse ist durchspickt von Quarz und meist unverzwillingtem Albit. Unterscheidung nur durch Achsenbilder möglich, weshalb beim Integrieren Quarz und Feldspat zusammengefasst wurden.

Der Biotit ist fetzig und löcherig, nie deformiert und in seiner Anordnung unabhängig von der Faltentextur, somit spät und postdeformativ kristallisiert.

Die besagten Linsen führen ausser Quarz und Karbonat frischen Albit. Der Quarz zeigt Pflasterstruktur und gar keine undulöse Auslöschung. Grundmasse wurde z. T. in die Linsen eingepresst. Derartige Linsen sind in Quarz-Phylliten, besonders aber in Phylliten weit verbreitet. Wir sind ihnen bereits einige Male begegnet. Ihre Grösse variiert in bescheidenen Dimensionen von wenigen Millimetern bis Zentimetern; dafür können sie so dicht verteilt sein, dass sie dem betreffenden Gestein ein ganz spezifisches Aussehen verleihen. Nach ihrem Auftreten im Gesteinsverband und nach den oft und deutlich zu beobachtenden Verdrängungserscheinungen von Karbonat durch Quarz handelt es sich um ehemalige karbonatische Konkretionen (in Tonen und tonigen Sandsteinen), die ausgewalzt, abgequetscht und metasomatisch umgewandelt wurden.

*Biotitporphyroblastischer Chlorit-Serizit-Phyllit.* 52. Furkastrasse unterhalb Unter-Deisch.

Makroskopisch: Blau-grünes Gestein mit Querbiotiten (meist um $2 \times 2$ mm), schiefrig. Die Querbiotite liegen in Flächen senkrecht zur Streichrichtung.

Mikroskopisch:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Mineralbestand: | Chlorit+Serizit | 88,5 % | Verhältnis |
| | Epidot | 6,6 % | ca. 1 : 2 |
| | Querbiotit | 2,6 % | |
| | Hämatit, albit, Plagioklas, Turmalin | 2,3 % | |
| | | 100,0 % | |

Struktur: lepidoblastisch-porphyroblastisch
Textur: schiefrig

Der Schliff verläuft mehr oder weniger senkrecht zur Schieferung. Zur Hauptsache besteht das Gestein aus einem filzigen Gewebe von Chlorit und Serizit. Zur Grundmasse gehören noch wenige sehr kleine Individuen von albit. Plag. (Vorsicht: Basisschnitte von Serizit in diesem Schliff zeigen auch graue Interferenzfarbe), fein verteilter Turmalin und Hämatit. Darin liegen nun in Körnern, idiomorph in Stengeln oder besonders gern in langen Nadeln (bis 1 mm Länge bei einer Breite, die bloss $^1/_{50}$ davon beträgt) Epidotkristalle, meist schön parallel ausgerichtet in der Richtung des Stresses. Als jüngste Bildung erkennt man quergestellten Biotit, dessen Einschlüsse der Paralleltextur folgen. In den Streckungshöfen der Querbiotite siedelt sich gerne Chlorit an.

*Biotitporphyroblastischer Chlorit-Serizit-Phyllit.* 52a. Furkastrasse unterhalb Unter-Deisch.

Gestein wie oben, mit dem Unterschied, dass die Querbiotite kleiner auftreten.

Ganz allgemein ist zu den Phylliten noch zu bemerken, dass sie als Erz auch Pyrit führen.

### III. Die Lagerungsverhältnisse

a) Regional

Bereits im Grossen sind die Schichten so starkem Wechsel unterworfen, dass nur eine schematische Kartierung möglich ist, umsomehr, als man vor lauter Vielfalt der Gesteinstypen fast die Übersicht verliert. Einige Aussagen sind trotzdem möglich. So sei z. B. daran erinnert, dass wir aus der Lagerungsweise der Psephite Vermutungen über ihre Herkunftsrichtung gemacht haben. Auch zeigt ein Blick auf die petrograph. Übersichtskarte, wie der Felsrücken zwischen Fiescher- und Rhonetal und der zwischen Rhone und Binna, sich

vorwiegend aus Psephiten aufbauen und ihnen damit eine beachtliche Verbreitung zukommt (vgl. auch Fig. 17). Eigentliche Psammite sind meist mit Psephiten verknüpft, vielfach als deren Zement, oder aber sie bilden Bänke in phyllitischen oder tuffogenen Zonen. Jedenfalls kommt ihnen an Selbständigkeit und Häufigkeit nicht die Rolle zu wie den psammitischen Typen mit wesentlichem Glimmergehalt (bis ¼ des Mineralgehaltes und mehr) und den eigentlichen Phyl-

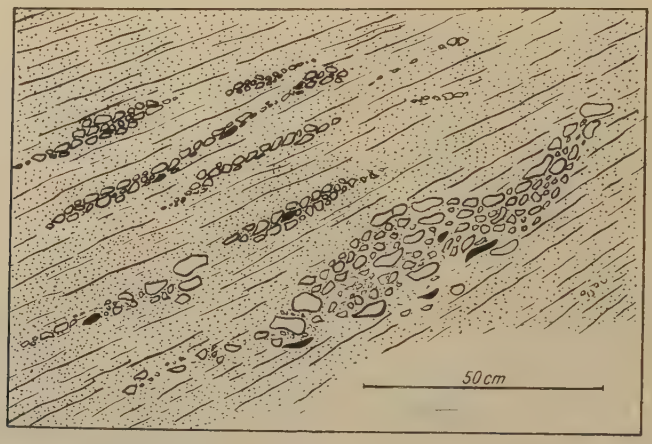



Fig. 14. Geröllbänke in Psammit. Weiss: aplitische Komponenten; schwarz: Keratophyr-Komp. Binna.

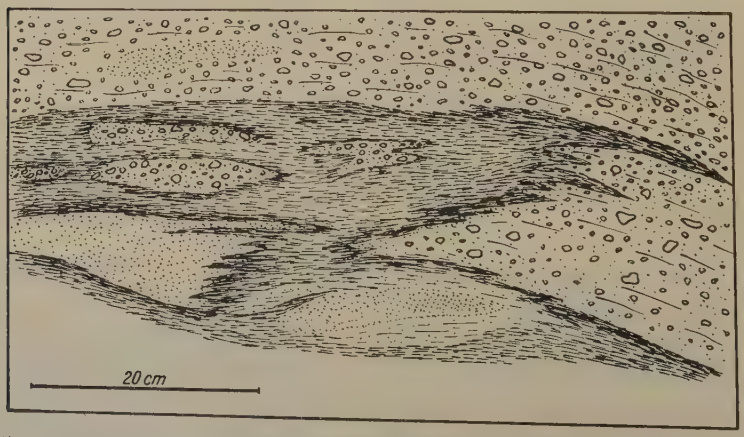



Fig. 15. Wechsellagerung von Psephit, Psammit (punktiert) und Phyllit (Striche). Linsen von Psephit und Psammit in phyllitischen Partien. Strasse Fürgangen-Niederwald, Koord. 657/142.5.

Fig. 16. Herausdrehen der Gerölle aus ihrer ursprünglichen Lage infolge jüngerer, zur Schichtungsrichtung winklig verlaufender Schieferung. Strasse Fürgangen-Niederwald, Koord. 657/142.5.

liten. Varietäten mit einem Glimmergehalt von $^3/_{10}$—$^9/_{10}$ nehmen weite Areale des Gebietes ein, so vor allem im Gebiet von Deisch-Grengiols-Mörel (vgl. Profile). Tuffe und tuffähnliche Bildungen, ebenso Keratophyr treten ganz besonders sporadisch auf. Immerhin scheint die Gegend von Fürgangen speziell von den Tuffen, die des Talhanges zwischen Gibelsbach und Altbach von Keratophyr bevorzugt zu werden.

### b) Lokal

Fig. 14, 15 und 16 verdeutlichen die Lagerungsweise. Wir ersehen darauf zunächst das bankige Auftreten der Psephite, ferner die deltaartige Ablagerung, und schliesslich wird demonstriert, wie die Schieferung den alten Schichtverband zu beeinflussen vermochte.

## IV. Fazies und Alter

Sie haben ihren Bestimmungsschlüssel in Übergängen zu triadischen Bildungen.

Es drängt sich auf, darüber zu sprechen, wenn auch triadische Gesteine entweder an der Grenze oder ausserhalb des unmittelbaren Untersuchungsgebietes liegen. Allerdings kann nur ein kurzes Streiflicht auf diesen Fragenkomplex geworfen werden, da anderweitige

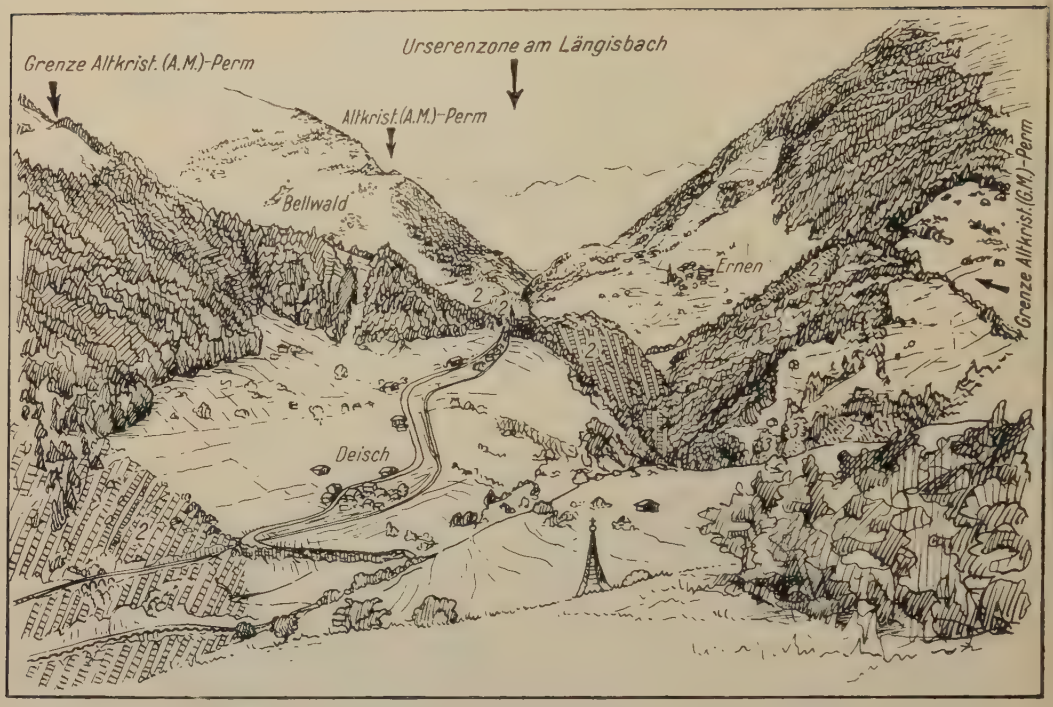



Fig. 17. Ansicht von Pt. 1081 SW Grengiols talaufwärts. 2 = Perm, in der linken untern Bildecke vorwiegend als Quarz-Phyllit und Chlorit-Serizit-Phyllit, ebenso auf dem Plateau von Lax (Bildmitte). Oberhalb der Mitte (Felsriegel zw. Fiescher- und Rhonetal) und rechts im Bilde (Felsriegel zw. Rhone und Binna) vorwiegend als Psephit. 3 = Trias. Zeichnung nach Natur.

Vorrechte unangetastet bleiben sollen. Immerhin ist die enge Verknüpfung der oben beschriebenen Gesteine mit sicher triadischen Bildungen so wichtig, dass sie in dieser Arbeit nicht verschwiegen werden kann.

R. Arbenz hat als erster solche Übergänge bei Grengiols festgestellt und den Verfasser darauf aufmerksam gemacht. Die Verhältnisse können an drei Lokalitäten beobachtet werden:

a) im Satzwald bei Mörel
b) im Gifrischbach bei Mörel
c) im Gebiet südöstlich und östlich Grengiols.

a) und b) sollen knapp skizziert werden, da sie an der Grenze des Untersuchungsgebietes liegen.

a) Satzwald/Mörel

Die Stelle befindet sich südöstlich Mörel. Die Rhone gabelt sich dort in zwei Arme, die sich einige hundert Meter weiter SW wieder vereinigen. Am Südufer des südlichen Flussarmes, halbwegs zwischen den Gabelungspunkten, findet sich zunächst Chlorit-Serizit-Phyllit, der sich in keiner Weise von den bereits besprochenen unterscheidet, ebenfalls ein heller, grünlich-grauer Gneis mit Quarz-Feldspatschichten zwischen dünnen Serizit-Chloritlagen mit bereits etwas abweichender Tendenz vom Aussehen der normalen Schichtreihe. Die beiden Typen führen aber deutlich ineinander über. Wenn wir nun nach S vorrücken, Meter um Meter, so entwickelt sich aus dem Gneistyp ein immer helleres Gestein mit zurücktretendem Glimmer- und Chloritgehalt, und es beginnen sich Gipslinsen von wenigen Zentimetern bis einigen 10 cm einzuschalten. Man stellt auch Gips- und Cu-Salzausblühungen fest. Bei Grengiols sind es entsprechend Karbonat-Linsen. Wir gelangen zu einer Arkose, 5941, die sich schon makroskopisch vor den perm. Arkosen auszeichnet durch ihre Schiefrigkeit, durch ihre hellere, fast weisse Farbe, gröbere Körnung, Gips-Karbonat-Ausblühungen, und das Fehlen der sonst so typischen gelblich-braunen Karbonat-Pigmentierung. Nach Süden, d. h. gegen die westliche Fortsetzung der Bedrettomulde hin, leitet sie über zu triadischen Bildungen mit Gips und Dolomit, nach Norden hin zu Chlorit-Serizitschiefern des Perms. Der mikroskopische Befund ergibt starke Auslaugung unter Gips- und Karbonatinfiltration.

Somit stellt sich, ausgehend von triadischem Gips und Dolomit, über Arkosen zu Chlorit-Serizitschiefern eine ganze kontinuierliche Sedimentserie ein auf einer Breite von etwa 50 m.

b) Gifrischbach

Dies ist ein südlicher Zufluss der Rhone zwischen Bister und Mörel, der eine etwa 200 m tiefe Schlucht in die kristallinen Schiefer eingefressen hat (Fig. 18). Ein schematisches Profil soll die geologische Situation erläutern (s. Fig. 19). Von der A.M.-Schuppe (Fig. 19a) nach S erstreckt sich eine Gesteinsserie von Chlorit-Serizit-Phylliten, beide Gesteinsarten z. T. mit Quarz-Karbonatlinsen, auch mit wechselnden Mengen Quarz und Feldspat in bänderweiser Anordnung und manchmal intensiv gefältelt. Der Serizit-Biotit-Phyllit nun kann beim Betrachten der Schichtfläche das Aussehen eines ausgewalzten Konglomerats vom Typus Fürgangen annehmen, nur dass die „Gerölle“ nicht streng ausgerichtet sind. Diese hellglänzenden

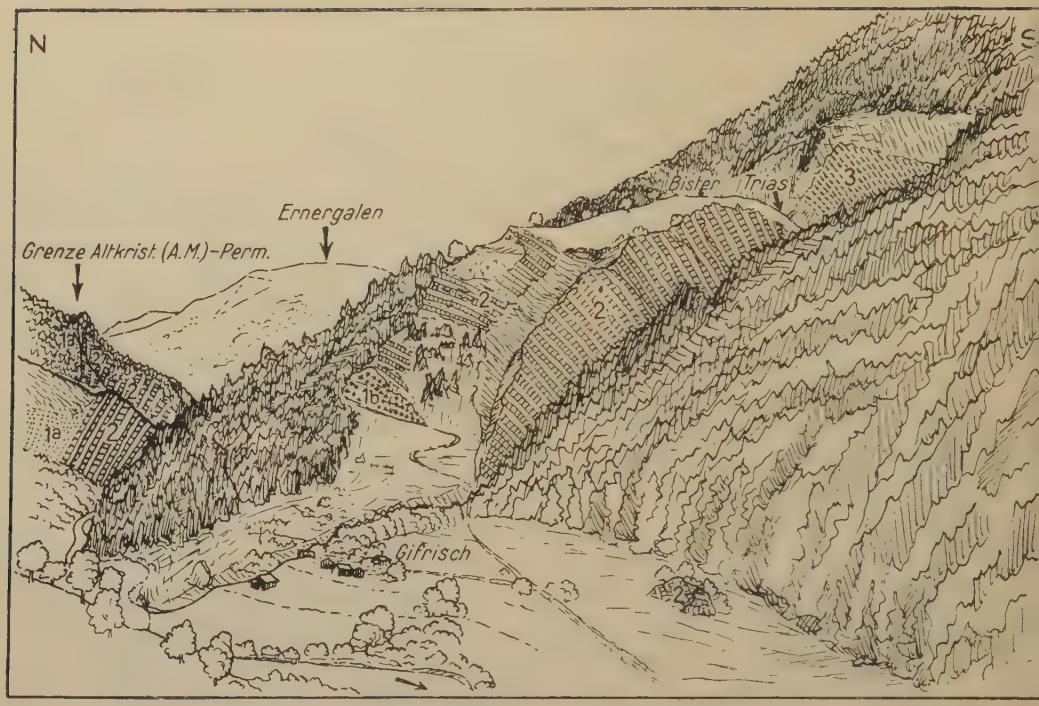



Fig. 18. Die Aufschlussverhältnisse am Gifrischbach.
1a = aplitischer Gneis mit Amphibolitschollen
1b = porphyrischer Granitgneis
2 = Perm in phyllitischer und psammitischer Ausbildung
3 = Jura als Bündnerschiefer.
Zeichnung nach Natur.

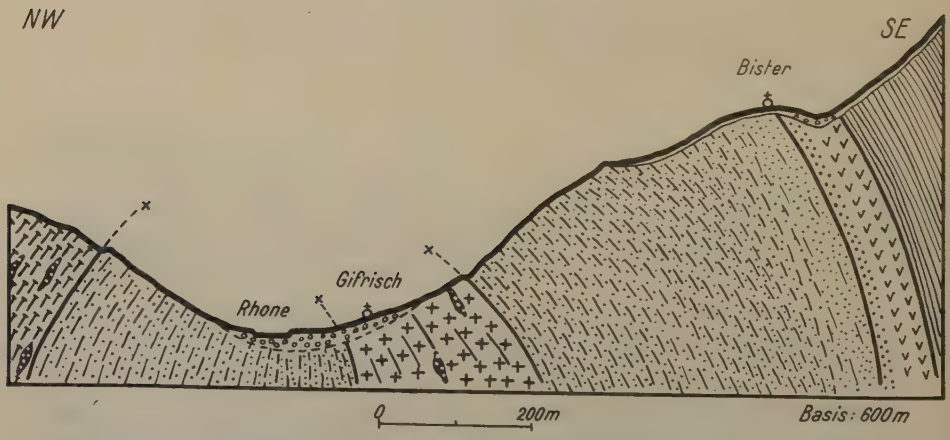



Fig. 19. Schematisches Profil durch die permische Zone bei Gifrisch.
Legende siehe in Fig. 27.

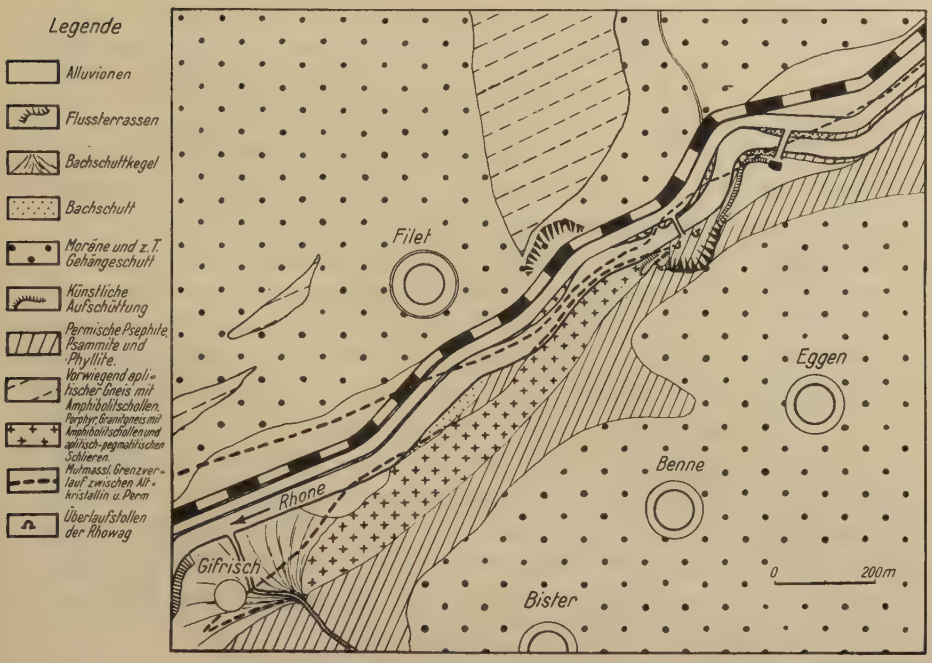



Fig. 19a. Spezialkarte mit Altkristallin-Schuppe des A. M. in perm. Sedimenten. Unmittelbar NE Mörel.

serizitreichen Flatschen sind aber leicht als konkretionäre Bildungen vorwiegend toniger Art zu erkennen, umsomehr, als ja, wie schon bemerkt, in diesem Gesteinsverband auch die so typischen Quarz-Karbonatlinsen vorkommen. Schliesslich nimmt der Quarz-Feldspat-Gehalt allmählich zu, der Glimmergehalt ab, d. h. wir haben es mit Arkosen zu tun, sehr ähnlich z. B. der von Lax, aber Kerat.-frei und von ursprünglicherem Charakter als jene. Sie geht nach S in Rauhwacke über.

Aus dem Gesagten ergeben sich folgende Konsequenzen:

1. Die Tatsache, dass sich die Trias aus der in Frage stehenden Gesteinssuite entwickelt durch allmähliche Faziesänderung, ergibt für diese selber ein triasisches bis vortriasisches Alter. Da sie faziell sehr gut mit permischen Bildungen (vgl. Verrucano) übereinstimmt, darf sie zu ihrem grössten Teil als p e r m i s c h angesprochen werden.

2. Dass die Quarz-Karbonatlinsen in permisch phyllitischen Varietäten ehemalige Konkretionen darstellen, wird in diesem Zusam-

menhang im Grenzgebiet zwischen Perm und Trias besonders klar. Sie sind ein wesentliches Merkmal der permotriadischen Gesteinssippe. Ob die Kalkkonkretionen event. schon diagenetisch verkieselt wurden, kann natürlich nicht mehr entschieden werden.

3. Die Trias liegt in germanischer, kontinentaler bis lagunärer Ausbildung vor. Wie ersichtlich, spielen konkretionäre Bildungen und Arkosesandsteine eine gewisse Rolle in den perm. Sedimenten und zeigen so Anklänge an die Trias. Wichtig ist ferner der sprunghafte Wechsel in der Sedimentation überhaupt, der sich äussert in rasch sich änderndem linsenhaften Auftreten der Gesteine, z.B. in Form von Deltabildungen. Bei einer so rapiden Umstellung in der Sedimentierung denkt man unwillkürlich an Fanglomerate. Andrerseits gibt es Regionen — darauf wurde schon früher verwiesen —, die durch weithin gleichbleibenden Chlorit-Serizit-Phyllit mit bloss etwas wechselndem Quarzanteil ausgezeichnet sind. Sie entsprechen einer gewissen Ausgeglichenheit in der Körnung und Sonderung des abgelagerten Materials. Man könnte sie als eigentliche Beckenabsätze bezeichnen. Damit erweisen sich die permischen Sedimente als ebenfalls kontinentale bis lagunäre Ablagerungen.

### V. Übersicht der Umwandlung und Neubildung von Mineralien

Als Neubildungen s. str. seien die Mineralien bezeichnet, die nicht einfach nach dem Schema der üblichen einzel-mineralischen Umwandlungstendenzen, sondern aus einer ganz bestimmten, vom ursprünglichen Charakter des Gesteins abhängigen Phasenkombination durch chemische Reaktion entstanden sind, damit die vorliegende metamorphe Fazies bedingen und den Grad der Umwandlung zu bestimmen erlauben.

Demnach können wir eine Zweiteilung der mineral-chemischen Prozesse vornehmen:

a) Aus den Schliffen direkt ablesbare Umwandlungen und Umkristallisationen (die folgenden Beziehungen dürfen nicht etwa als chemische Reaktionsgleichungen interpretiert werden!):

Quarz: Rekristallisation + Sammelkristallisation
Plag.: → Serizit + Epidot + Zoisit; nicht von grosser Bedeutung
Orthokl.: → Schachbrettalbit + Karbonat
Orthokl.: → Serizit
Serizit: → Muskovit

Biotit: → Chlorit → Muskovit
Biotit: → Erz + Rutil + Epidot; selten
Chlorit: → Biotit; selten
Kalzit: Rekristallisation + Sammelkristallisation
Kalzit: Weglösen durch Verwitterungslösung und restierende limonit. Substanz

Die gesperrt gedruckten Umwandlungen sind besonders typisch und häufig; daneben fällt vor allem die Rekristallisation von Quarz und Karbonat ins Gewicht.

Eine Eigentümlichkeit zeigt sich beim Biotit, der in 3 Generationen vorzuliegen scheint. Z. T. ist er sicher primär, zu einem weiteren bei der Metamorphose entstanden und fast völlig chloritisiert worden. Schliesslich beobachtet man ganz jungen Querbiotit. So zeigt sich folgendes Bild in zeitlicher Gliederung:

1. prim. Biotit
↓ → ± chloritisiert → Querbiotit
2. sek. Biotit

(→ bedeutet Zeitintervall.)

b) Hauptsächliche Neubildungen als Ausdruck chemischer Reaktionen in den beschriebenen Gesteinen infolge der instabil werdenden sedimentären Mineralassoziationen: nur z. T. eine auf Beobachtungen fussende Aussage, was deshalb ein Herbeiziehen chemischer Analysen erfordert (siehe unten).

Tonig-mergelige Substanz → vorw. Chlorit + Serizit + Epidot.

### VI. Die Mineralgenerationen und die relativen Anteile der einzelnen Minerale in ihnen

Zweck der nachstehenden Tabelle sei, ein Bild zu vermitteln vom primären und sekundären quantitativen Mineralbestand der Gesteine, aufzudecken, welche Minerale für die eine oder andere Generation besonders spezifisch sind. Dabei wurde grob abgeschätzt, wie die Gesamtmenge jedes einzelnen Minerals im ganzen permischen Sedimentverband sich auf die beiden verteilt, und welchen Umwandlungen sie ihre sekundäre Natur verdanken, ebenfalls in relativen Mengen erfasst. Die ganze Breite einer Kolonne ist gleichzusetzen der Gesamtmenge jedes einzelnen Minerals. Aus der Tabelle ist somit das Mengenverhältnis der Minerale zueinander, d. h. ein quantitativer Mineralbestand, nicht ersichtlich.

Tabelle 2. *Die Mineralgenerationen*

| | primär im Sediment | sekundär im metam. Gestein | sekundär entstanden aus |
|---|---|---|---|
| 1. Quarz | ——— | — | alpin zirkul. Lösungen |
| 2. Orthoklas | ——— | | |
| 3. Schachbrettalbit | | ——— | Orthoklas |
| 4. Albit | —— ? | —— ?<br>——— ? | alpin zirkul. Lösungen<br>Tonmineralien durch Metamorphose |
| 5. Serizit-Muskovit | —— ? | —<br>—<br>——— ? | Orthoklas + Plagioklas<br>Chlorit<br>Sedimentmaterial durch Metam. (Ton) |
| 6. Biotit | —— ? | —<br>——— ? | Chlorit<br>intermediär aus Sediment dch. Metamorphose (Ton), zum grössten Teil aber anschliessend chloritisiert. |
| 7. Chlorit | ? | —<br>——— | alpin zirkul. Lösungen<br>Biotit + Sediment durch Metamorphose (Ton). |
| 8. Epidot | ? | —<br>—<br>——— | Plagioklas<br>Biotit<br>Sediment durch Metamorphose (mergelige Gesteine) |
| 9. Karbonat | ——— ? | ——— ? | alpin zirkul. Lösungen |
| 10. Rutil | ——— ? | ——— ? | Biotit + Erz |
| 11. Turmalin | ——— ? | ——— ? | alpin zirkul. Lösungen |
| 12. Apatit | ——— ? | ——— ? | alpin zirkul. Lösungen |
| 13. Erz | ——— ? | ——— ? | Epidot + Biotit + Fe-haltiges Karbonat |
| 14. Zirkon | ——— | | |

Es bedeuten ferner:

? = Das betreffende Mineral könnte zu einem geringen Teil auch in der entsprechenden Generation vorkommen.

———? = Die mengenmässige Schätzung ist fraglich.

Zu beachten:

Es gibt eigentlich kaum sekundären Quarz im weitern Sinn. Mobilisiert wurde er ja weitgehend aus dem Gestein selber. Beim Karbonat hingegen ist eine so eindeutige Scheidung in primären und sekundären Anteil nicht möglich (vgl. auch p. 290). Als sekundär sei deshalb solcher Quarz bezeichnet, der nicht bloss umkristallisierte an alter Stelle oder jedenfalls nicht weit davon weg, sondern längere Wege in zirkulierenden Lösungen zurückgelegt hat.

Nr. 1—9 treten wechselnd, je nach Gesteinsvarietät, als Hauptgemengteile auf. Nr. 10—14 sind auf alle Fälle stets Nebengemengteile.

Trotz den Ungenauigkeiten im einzelnen hebt sich deutlich ab, welche Mineralien die übriggebliebenen Vertreter der vormetamorphen Gesteinsfazies sind und welche der metamorphen Fazies ihr Gepräge geben. Es sind nach dieser Darstellung immer die, die zu mehr als der Hälfte der betreffenden Generation angehören.

Im ursprünglichen Sediment spielten ausser den der Metamorphose zum Opfer gefallenen Mineralien (z. B. Tonmineralien) folgende der obigen Hauptgemengteile eine wichtige Rolle:

Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Glimmer und Karbonat.

Den metamorphen Charakter der Gesteine prägen folgende Hauptgemengteile:

Albit, Schachbrettalbit, Serizit-Muskovit, Chlorit, Epidot.

## VII. Chemismus

Eine restlose Würdigung der chemischen Verhältnisse verlangt korrespondierendes quantitatives Erfassen des Mineralbestandes. Andrerseits muss man bekanntlich vom chemisch zu untersuchenden Gestein gleichmässige mineralogische Zusammensetzung in allen seinen Teilen unter Ausschluss von Fremdkörpern zur Bedingung setzen, da man ja einen ganz bestimmten Gesteinstypus zur Diskussion stellen will.

Weder dem einen noch dem andern wird hier ganz nachgekommen. Die erste Forderung erleidet dadurch eine empfindliche Einbusse, dass meistens zwei wichtige Mineralien pro Gesteinstyp (Serizit und Chlorit bzw. Quarz und Albit) nicht einzeln quantitativ zu erfassen sind, sondern bloss die Summe je eines Mineralpaares. Der zweiten Forderung kommen vor allem Arkosen und Quarzphyllite

nicht nach, da sie, wie wir sehen konnten, fast immer Kerat.-Substanz führen, die damit einen gewissen nicht erwünschten Einfluss auf die chemische Analyse ausübt.

Zwei chemische Analysen wurden ausgeführt und 40 weitere stehen von J. Jakob zur Verfügung (Chemismus schweiz. Gesteine, Aarmassiv Nr. 164—203). Im Grunde genommen wartet damit ein umfangreiches Material auf seine Interpretation. Aber abgesehen von den obigen Einschränkungen kommt noch dazu, dass man bei den Analysen von Jakob nicht weiss, welche Gesteinsvarietäten zugrunde liegen. Dennoch ist es schliesslich gelungen, sie den Verhältnissen entsprechend zu verwenden, womit allen Unzulänglichkeiten zum Trotz gewisse Aussagen möglich wurden. Eine Durchsicht der Analysen liess keine besonders auffälligen $Na_2O$-Werte (bedingt durch Kerat.) erkennen, womit auch ihre Verwendung zulässiger schien. Jedenfalls haben Unsicherheiten dieser Art keinen Einfluss auf das durch die grosse Zahl von Analysen sich ergebende Gesamtbild der Gesteine.

Wo der Chemismus interessierte, ein quantitativ-analytisch-chemisches Erfassen aber nicht durchführbar war, wurden wenigstens theoretische Berechnungen angestellt, um doch annäherungsweise zu ersehen, in welche Bereiche einer graphischen Darstellung die betreffenden Gesteine fallen. Einer Berechnung am zugänglichsten waren glimmer- und chloritarme Typen, d. h. Arkosen oder z. B. Kalk-Pistazitschiefer, weshalb sie wahrscheinlich auch den wahren chemischen Verhältnissen am nächsten kommen. Vergleiche mit Analysen von Jakob ermöglichen etwas Licht zu bringen in das von ihm analysierte Material. In welcher Weise glimmer- und chloritreiche Gesteine für eine Berechnung ungünstig waren, werden wir gleich sehen. Immerhin war auch da ein grobes Abschätzen noch einigermassen möglich.

Die Diskussion der chemischen Verhältnisse soll wie folgt gegliedert werden:

1. Tabellarische Übersicht der chemischen Konstitution der verschiedenen Gesteinstypen, anhand ausgeführter und theoretisch berechneter Analysen, die letztern gestützt durch Analysen von J. Jakob.
2. a) Einige grundsätzliche Bemerkungen zur absoluten und relativen Variationsbreite der wichtigsten chemischen Komponenten auf Grund der Analysen von Jakob.
   b) Grundlagen der Berechnung.
   c) Grundsätzliche und vergleichende Bemerkungen zur Tabelle.

3. Graphische Darstellung der obigen Analysen im al-alk/c-Diagramm. Die Bedeutung der Projektionspunkte als Ausdruck der Analogie mit dem Chemismus sedimentärer Gesteinstypen.
4. Graphische Darstellung sämtlicher zur Verfügung stehender ausgeführter und berechneter Analysen im al-alk/c-Diagramm. Vergleich mit Projektionswerten einiger Sediment-Analysen. Diskussion der Beziehung zwischen Lage des Gesteins im Diagramm und seinem metamorphen Mineralbestand.
5. Abhängigkeit des c vom si.

## 1. Tabellarische Übersicht der chemischen Analysen

(siehe Tabelle p. 316 und Fig. 20)

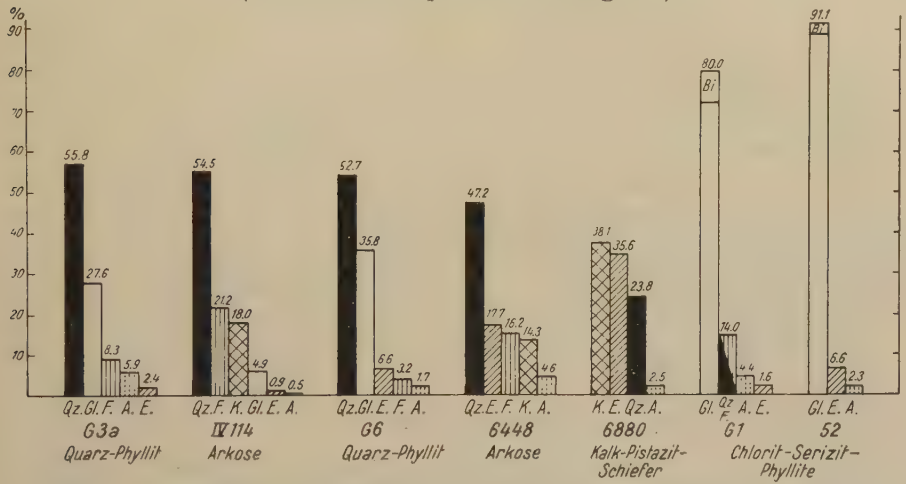



Fig. 20. Quantitativer Mineralbestand einiger typischer permischer Sedimente. Qz. = Quarz, F. = Feldspat, Gl. = Glimmer + Chlorit, Bi = Biotit allein, E. = Epidot, K. = Karbonat, A. = Akzessorien.

## 2a. Variationsbreite der wichtigsten chemischen Komponenten

| | | |
|---|---|---|
| $SiO_2$ : | 41—78 % | si: 100—480 |
| $Al_2O_3$ : | im allg. 10—20 % | al meist um 40 |
| $Fe_2O_3$ : | bis 8 % | $Fe_2O_3$ fast ausnahmslos höher als FeO |
| FeO : | bis höchstens 2,7 % | $FeO+Fe_2O_3 = 10{,}5$ % |
| MgO : | häufig um 0,5—2 %, selten mehr und höchstens bis 4,6 % | |
| CaO : | häufig um 1,55—3,5 %, manchmal höher und bis 13 % | |
| $Na_2O$ : | öfters Na-Vormacht der sauren | |
| $K_2O$ . | K „ „ basischen Varietäten | |
| | alk meist um 20 % | |
| $TiO_2$ : | bis 2 % | |

## Tabellen 3a und b. *Chemische Konstitution der verschiedenen Gesteinstypen*

Vgl. auch die entsprechenden Schliffbeschreibungen und die graphische Darstellung der quantitativen Mineralbestände (Fig. 20)

*Tabelle 3a*

| | Chlorit-Serizit-Phyllite | | | | Quarz-Phyllite | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 52 ber. | 164 Jak. | G 1 Zb. | 52a Zb. | G 3a ber. | 181 Jak. |
| $SiO_2$ | 40,08 | 41,28 | 52,63 | 55,51 | 73,14 | 73,52 |
| $Al_2O_3$ | 33,49 | 27,42 | 20,13 | 18,81 | 10,93 | 10,79 |
| $Fe_2O_3$ | 4,49 | 7,97 | 4,43 | 4,80 | 2,03 | 2,41 |
| FeO | 1,15 | 2,41 | 3,95 | 2,66 | 0,88 | 0,50 |
| MnO | — | 0,05 | 0,05 | 0,06 | | 0,04 |
| MgO | 4,49 | 4,12 | 4,63 | 3,76 | 2,09 | 0,82 |
| CaO | 1,55 | 1,49 | 1,17 | 3,56 | 3,34 | 2,66 |
| $Na_2O$ | 0,08 | 1,28 | 2,55 | 1,78 | 1,06 | 1,98 |
| $K_2O$ | 7,24 | 7,68 | 4,84 | 2,71 | 1,75 | 2,59 |
| $H_2O^+$ | 7,37 | 4,00 | 3,74 | 3,76 | 2,52 | 1,16 |
| $H_2O^-$ | — | 0,10 | 0,19 | 0,01 | — | 0,04 |
| $CO_2$ | — | — | 0,29 | 0,55 | 2,16 | 2,82 |
| $TiO_2$ | 0,01 | 1,92 | 1,13 | 1,41 | 0,10 | 0,51 |
| $P_2O_5$ | — | 0,38 | 0,22 | 0,24 | — | 0,23 |
| Total | 100,00 | 100,10 | 99,95 | 99,62 | 100,00 | 100,07 |
| si | 108 | 109 | 159 | 186 | 417 | 452 |
| al | 53,2 | 43 | 35,8 | 37,1 | 36,7 | 39 |
| fm | 29,7 | 37 | 41,3 | 38,5 | 30,7 | 21,5 |
| c | 4,5 | 4 | 3,8 | 12,8 | 20,4 | 17,5 |
| alk | 12,6 | 16 | 16,7 | 11,6 | 12,2 | 22 |
| k | ,98 | ,80 | ,55 | ,50 | ,52 | ,47 |
| mg | ,61 | ,44 | ,50 | ,49 | ,58 | ,34 |
| al-alk | 40,6 | 27 | 19,1 | 25,5 | 24,5 | 17 |
| ti | — | 3,8 | 2,5 | 4,1 | — | 2,4 |
| p | — | 0,43 | 0,30 | 0,34 | — | 0,59 |
| c/fm | 0,15 | 0,11 | 0,09 | 0,33 | 0,66 | 0,81 |
| $co_2$ | | | | | | |

*Tabelle 3b*

| Arkosen | | | | Kalk-Pistazit-Schiefer |
|---|---|---|---|---|
| 6448 ber. | 201 Jak. | IV 114 ber. | 202 Jak. | 6880 ber. |
| 66,49 | 59,10 | 71,22 | 70,70 | 38,21 |
| 8,20 | 9,77 | 5,84 | 6,97 | 8,47 |
| 4,08 | 1,73 | 0,79 | 1,25 | 5.88 |
| – | 0,31 | 0,16 | 0,48 | — |
| — | 0,18 | — | 0,04 | — |
| — | 0,80 | 0,54 | 0,04 | — |
| 12,12 | 13,36 | 10,30 | 8,93 | 29,62 |
| 1,91 | 3,18 | 2,52 | 3,08 | — |
| 0,41 | 1,29 | 0,17 | 0,82 | 0,30 |
| 0,49 | 1,29 | 0,54 | 0,43 | 0,77 |
| — | — | — | — | — |
| 6,30 | 9,57 | 7,91 | 6,80 | 16,75 |
| — | 0,47 | 0,01 | 0,23 | — |
| — | 0,13 | — | 0,10 | — |
| 100,00 | 100,39 | 100,00 | 99,98 | 100,00 |
| 289 | 220 | 384 | 378 | 97,7 |
| 21,0 | 21,5 | 18,5 | 22 | 12,8 |
| 13,3 | 10,5 | 8,3 | 8,5 | 5,7 |
| 56,5 | 53,5 | 59,4 | 51 | 81,0 |
| 9,2 | 14,5 | 13,8 | 18,5 | 0,50 |
| ,12 | ,22 | ,04 | ,16 | 1,0 |
| ? | ,42 | ,52 | ,04 | ? |
| 11,8 | 7 | 4,7 | 3,5 | 12,3 |
| — | 1,3 | ? | 0,93 | — |
| — | 0,20 | — | 0,32 | — |
| 4,2 | 5,0 | 7,1 | 6,1 | 14,2 |
| 37,4 | 49 | 59,7 | 48 | 55,3 |

Jak. = Analytiker: J. Jakob  Zb. = Analytiker: P. Zbinden  ber. = berechnete Analyse

Die grosse Variationsbreite von $SiO_2$ bedarf keiner Erklärung. Sehr charakteristisch ist das Dominieren von $Fe_2O_3$ über FeO. Die auftretenden femischen Gemengteile tendieren eher nach einer FeO-Vormacht oder kompensieren sich mindestens gegenseitig in ihrem $FeO$-$Fe_2O_3$-Verhältnis. Die Diskrepanz muss deshalb eine Folge des weit verbreiteten Hämatits sein.

MgO spielt gegenüber CaO deutlich eine untergeordnete Rolle. Das wird uns noch weiterhin interessieren bei der unter Abschnitt 2b erörterten Chloritfrage. Ferner konnte beobachtet werden, dass Gesteine mit hohem $CO_2$, d. h. karbonatreiche Typen, sich keineswegs durch höhern MgO-Gehalt auszeichnen, sondern im Gegenteil meist weniger MgO führen als die karbonatfreien, wie zwei Beispiele zeigen sollen:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Analyse Nr. 201: | $CO_2$ : | 9,57 % | Analyse Nr. 202: | $CO_2$ : | 6,8 % |
| | CaO : | 13,36 % | | CaO : | 8,93 % |
| | MgO : | 0,80 % | | MgO : | 0,04 % |

Hinwiederum ergibt sich gelegentlich c — $co_2$ = schwach —, d. h. nicht ganz alles $CO_2$ kann an CaO gebunden werden.

Man ist aber ohne weiteres berechtigt, das Karbonat als Kalzit oder mindestens als sehr Mg-armen Kalzit zu bezeichnen. Diese Feststellung ist umso bedeutender, als die Anfärbmethode nur bei grössern Karbonatpartien bzw. -individuen mit Erfolg angewandt werden konnte und damit eine Verallgemeinerung der Beobachtung nicht möglich war.

Die Na-Vormacht der sauren Gesteinsvarietäten beruht auf der Vormacht von albit. Plag. und Schachbrettalbit gegenüber Orthoklas. Die K-Vormacht der basischen dagegen beruht in erster Linie auf dem grossen Serizit-Gehalt, in zweiter Linie auf der Biotitführung.

$TiO_2$ ergibt sich vor allem aus dem meistens, wenn auch in kleinen Mengen vorhandenen Rutil.

### 2b) Grundlagen der Berechnung

Die $TiO_2$-Werte der berechneten Analysen sind nicht verbindlich, da Rutil keine Berücksichtigung erfahren konnte. Sie sind deshalb durchwegs zu tief.

Zu 5 2:

Die Schwierigkeiten lagen vor allem

1. im richtigen Abschätzen des Verhältnisses Serizit zu Chlorit,
2. in der Frage, welche chemische Zusammensetzung von Chlorit angenommen werden sollte.

Das Resultat ist natürlich von beidem abhängig, und es scheint sehr gewagt, sich in diese Sache einzulassen, wo man keinen Anfang und kein Ende zu erblicken glaubt. Vielleicht zeigt sich aber doch ein Weg, wie die Sache anzupacken ist. Damit könnten leicht einige sich aufdrängende Fragen in einem behandelt und u. U. auch zum mindesten etwas geklärt werden: die Natur von Chlorit und Serizit. Besonders jene ist voller Komplexität in optischer wie in chemischer Hinsicht, so dass es recht schwierig ist, sich in dem Wirrsal ungeahnt vieler Möglichkeiten zurecht zu finden. Doch nicht genug damit: wir haben ja vielfach Chlorit, Serizit und Biotit nebeneinander, also ausgerechnet drei Mischkristallarten, deren Komponentenverhältnis unsicher ist. Diese Mineralkombination verunmöglicht so infolge Fehlens der nötigen Bezugselemente, normative Mineralbestände zu berechnen.

Seien wir also vorsichtig und halten uns zunächst an folgende naheliegende Tatsachen.

Unter 1 haben wir bereits die allgemein niedrigen MgO-Werte festgestellt. Andrerseits beobachtet man in Phylliten oft einen sehr hohen Chloritgehalt, sagen wir Chlorit-Serizit wie 1:3 bis gegen 1:1. Nehmen wir jetzt als Grundlage einen Mg-reichen Chlorit, wie sie etwa in der Gruppe Prochlorit-Klinochlor häufig sind mit MgO um 30 %. Eine einfache Rechnung wird uns zeigen, dass der erhaltene MgO-Wert weit höher liegt als der unserer chloritreichen Varietäten. Unser Chlorit ist also sicher relativ Mg-arm.

Ist er etwa Fe-reich? Ebenfalls der Fe-Gehalt der Analysen ist nicht besonders gross, und zudem müsste man ein anderes FeO-$Fe_2O_3$-Verhältnis erwarten. Unser Chlorit ist sicher relativ Fe-arm.

Da also weder Mg noch Fe von ausschlaggebender Bedeutung sind, so muss es wohl das Al sein, und wir dürfen ruhig einen Schritt weiter gehen zur Aussage, unser Chlorit sei ein Fe-haltiger Mg-Al-Chlorit mit Vormacht an Tonerde. Soll demnach eine Annahme gemacht werden, so muss sie sich in diesem Rahmen bewegen. Das ist der Fall bei der Analyse eines Chlorites aus Andermatt (Chemismus schweiz. Gesteine, Tab. 20, S. 26: Analysen und Molekularwerte spezieller Chlorite):

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 33,76 | $Na_2O$ | 0,14 |
| $Al_2O_3$ | 30,50 | $K_2O^+$ | 0,15 |
| $Fe_2O_3$ | 3,11 | $H_2O^-$ | 14,18 |
| FeO | 2,60 | $H_2O$ | 1,08 |
| MgO | 14,34 | | 99,86 |

Er entspricht ungefähr der Formel:

$Mg\ (Fe^{II})\ O.\ Al_2O_3.\ 2\ SiO_2.\ 3\ H_2O$ bzw. $H_6Mg\ (Fe^{II})\ Al_2\ (Fe^{III})\ Si_2O_{11}$

d. h. er gehört der amesitischen Chloritgruppe an.

Amesit: $2\ Mg\ (Fe^{II})\ O.\ Al_2O_3.\ SiO_2.\ 2\ H_2O$ bzw. $H_4Mg_2\ (Fe^{II})\ Al_2SiO_9$

Sehen wir nun, was bei einer Berechnung herausschaut, wenn wir den besagten Chlorit zuhilfe nehmen. Das Verhältnis Chlorit: Serizit wurde zunächst im Dünnschliff als 1:1 geschätzt.

Serizit = $H_2K\,Al_3\,Si_3O_{12}$
Epidot = Pistazit, hier wie in weiteren Berechnungen
Biotit aus einer Analysenangabe von TRÖGER (lit. 119)
Akzessorien = Hämatit

Da der Biotit für die Berechnungen keine grosse Rolle spielt, wurde auch nicht besonders Bedacht genommen auf Verwendungsmöglichkeit von Analysen.

Unter den gegebenen Bedingungen erhält man nun aber bereits einen MgO-Gehalt von über 6 %, was, wie aus dem Analysenmaterial ersichtlich, sehr unwahrscheinlich ist, umsomehr, als auch andere schweizerische Chlorit-Serizitschiefer (s. Chem. schweiz. Gest.) einen MgO-Gehalt höchstens zwischen 4—5 % aufweisen. Auf der andern Seite liegt $K_2O$ etwas tief verglichen mit Analysen von entsprechenden Gesteinen dieses chemischen Bereiches. Was man auch immer versucht, es zeigt sich, dass das Verhältnis Chlorit zu Serizit am ehesten die Fehlerquelle ist und nicht etwa die zugrunde gelegte Chloritanalyse. Das $K_2O$ erweist sich gewissermassen als ein Fixpunkt. Sein Hauptlieferant in diesem Gestein ist nach den Untersuchungen ganz eindeutig der Serizit. Biotit kann den Wert nicht wesentlich beeinflussen. Zu wenig $K_2O$ ist deshalb gleichbedeutend mit zu wenig Serizit.

Setzen wir das Verhältnis Chlorit-Serizit = 1:2, so erhält man die Werte, die in der Tabelle, Kolonne unter 52 stehen. Sie korkorrespondieren sehr gut mit denen der wirklich ausgeführten Analyse 164. Wesentliche Unstimmigkeiten ergeben sich nur in $Al_2O_3$ und $H_2O$. Wir haben für Serizit die gewöhnliche Formel von Muskovit mit einem alk: al-Verhältnis von 1:3 verwendet. Der Tonerde-Überschuss zur Chloritbildung in Gesteinen mit fast ausschliesslichem Aufbau aus Serizit und Chlorit ergibt sich zu al-3alk. Er würde nach dem vorliegenden Material überhaupt nie erreicht, wes-

halb man mit Sicherheit sagen kann, das Verhältnis al:alk müsse kleiner sein. Im übrigen ist offenbar der $H_2O$-Gehalt unseres Chlorits niedriger als in dem von Andermatt. Ohne sich in weitere Einzelheiten angestellter Überlegungen und Berechnungen zu ergehen, sei das Erreichte knapp skizziert:

1. Das Verhältnis Chlorit zu Serizit in Chlorit-Serizitschiefern scheint gerne zugunsten von Chlorit falsch eingeschätzt zu werden. Das beruht darauf, dass er durch seine grüne Farbe bald einmal in der Gesteinsfarbe dominiert, auch wenn Serizit quantitativ überwiegt. Man lässt sich dadurch beim Abschätzen selbst in Dünnschliffen leicht beeinflussen.
2. Analyse 164 ist einwandfrei Ausdruck der chemischen Verhältnisse einer Gesteinsvarietät, wie sie weiter vorne als Handstück 52 beschrieben wurde.
3. Der vorliegende Chlorit gehört wie der Andermatter in die Amesitgruppe. Er unterscheidet sich von diesem wahrscheinlich durch folgende Abweichungen:

| | | | |
|---|---|---|---|
| | $Al_2O_3$ | $<$ | 30,5 % |
| Summe | Fe-oxyde | $>$ | 5,71 % |
| | $H_2O$ | $<$ | 14,18 % |

4. Das Verhältnis alk:al im Serizit liegt zwischen 1:3 und 1:2, d. h. zwischen normal-muskovitischer und phengitischer Zusammensetzung.

Zu G 3a:

| | |
|---|---|
| Serizit und Epidot | = wie in 52 |
| Serizit: Chlorit: Biotit | = 3 : 3 : 1 |
| Chlorit | = Chlorit von Andermatt |
| Feldspat | = Albit, da Orthoklas selten und zumeist als Schachbrettalbit vorliegend |
| Akzessorien | = Karbonat + Hämatit = 5 : 1 |
| Karbonat | = Kalzit |

Zu 6448:

| | |
|---|---|
| Epidot | = Pistazit |
| Feldspat | = Albit |
| Karbonat | = Kalzit |
| Akzessorien | = Muskovit + Hämatit = 3 : 1 |

Die Resultate dieser Berechnung können Anspruch auf grössere Genauigkeit erheben als die vorigen, denn die Verhältnisse liegen hier so, dass präzisere Annahmen möglich sind.

Zu IV 114:

| | |
|---|---|
| Feldspat | = Albit |
| Karbonat | = Kalzit |
| Chlorit : Serizit : Biotit | = 6 : 2: 1 |
| Chlorit | = Chlorit v. Andermatt |
| Epidot | = Pistazit |
| Akzessorien | = Hämatit |

Zu 6880:

| | |
|---|---|
| Karbonat | = Kalzit |
| Epidot | = Pistazit |

Chlorit wurde zu Muskovit verrechnet,
Erz nicht berücksichtigt.

## 2c. Grundsätzliche und vergleichende Bemerkungen zur Tabelle

Die Analysen wurden nach Gesteinstypen geordnet. Innerhalb der Gruppe von Chlorit-Serizit-Phylliten zeigt sich sehr schön von links nach rechts mit steigendem $SiO_2$ eine Abnahme von Tonerde (entspr. al), an $K_2O$ (entspr. k) und eine Zunahme an CaO (entspr. steigendes c). D. h. vor allem Serizit tritt allmählich zurück und wir nähern uns, ausgehend von reinen Chlorit-Serizit-Phylliten, kontinuierlich den Quarz-Phylliten. Diese selber weisen einen beachtlichen $SiO_2$-Gehalt auf, in dieser Tabelle zufälligerweise gar alle angeführten Arkosen überbietend. Warum ein Zufall? Ein Blick auf die graphische Darstellung der Mineralbestände (Fig. 20) zeigt, wie die als Prototyp ausgewählten Quarz-Phyllite sich mehr oder weniger vollständig aus Silikaten aufbauen, während die entsprechenden Arkosen einen beträchtlichen Karbonatanteil aufweisen, weshalb natürlich auch ihr $SiO_2$ sinken muss. Die Quarz-Phyllite vermitteln in ihren MgO- und $K_2O$-Werten zwischen Phylliten und Arkosen. Wenn wir nun mit dem Chemismus unserer Prototypen als Schlüssel die Analysenreihe von Jakob durchgehen, so finden sich plötzlich auch Arkosen mit noch höherem $SiO_2$-Gehalt und andererseits karbonatreichere Quarz-Phyllite als die angeführten, als Gegenstück zu karbonatärmeren Arkosen. Mit andern Worten heisst das: nicht alle Quarz-Phyllite sind karbonatarm und nicht alle Arkosen sind karbonatreich.

Die Arkosen zeigen niedrigste al-, fm- und k-Werte. Hier interessiert uns auch der Wert $c-co_2 \cdot c-co_2 = +$ gibt uns ja ein ungefähres Mass der Bildungsmöglichkeit von Epidot und seiner Menge. Das zu erkennen ist natürlich in erster Linie wichtig in sehr

CaO-reichen Gesteinen, weshalb dort das $co_2$ angegeben ist. So ist beispielshalber in 201 das CaO fast gänzlich an $CO_2$ gebunden, im Gegensatz zu 6448, wo lange nicht alles CaO mit $CO_2$ abgesättigt werden kann, was eben im Zusammenhang mit dem bedeutenden Epidotgehalt steht.

Nr. 201 : $c - co_2 = 4{,}5$ ..... wenig Epidot
Nr. 6448 : $c - co_2 = 19{,}1$ ..... viel Epidot

Zusammenfassend entwickeln sich von links nach rechts durch unsere 3 Haupttypen von Gesteinen folgende chemische Tendenzen:

Zunahme von si und c

Abnahme von al, fm, k und besonders rasches Absinken von Tonerdeüberschuss über al - alk.

Mit seinem Chemismus steht der Kalk-Pistazit-Schiefer ein wenig abseits. Am besten stellt man ihn neben die CaO-reichen Arkosen. So ersieht man die Analogien im niedrigen Tonerde- und Alkaligehalt und das Anschwellen des c.

### 3. Graphische Darstellung im al-alk/c-Diagramm

Für jedes der drei Hauptgesteine besitzen wir einen charakteristischen Vertreter mit je einer ausgeführten Analyse. Statt sofort alle zur Verfügung stehenden Analysen graphisch darzustellen, wollen wir uns vorläufig nur mit den Haupttypen befassen, da sie bereits gemäss ihrer Auswahl charakteristische End- bzw. Zwischenglieder sind und sämtliche andern Typen gewissermassen umrahmen. Es entsteht folgendes Bild:

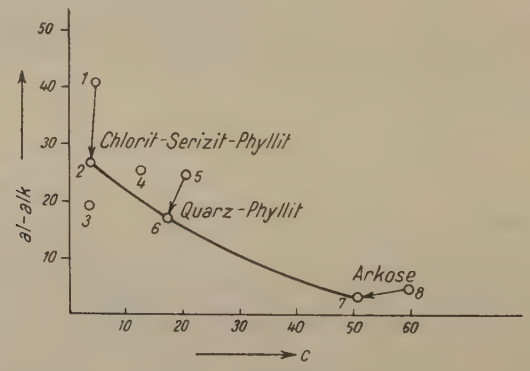



Fig. 21.

2 = Analyse 164, J. Jakob (lit. 84); 6 = Analyse 181, J. Jakob (lit. 84); 7 = Analyse 202, J. Jakob (lit. 84); 3 = Analyse G 1: P. Zbinden; 4 = Analyse 52a: P. Zbinden; 1 = berechnete Analyse zu 52; 5 = berechnete Analyse zu G 3a; 8 = berechnete Analyse zu IV 114. Weitere Erklärungen im Text.

Sedimentäre Gesteine mit gleichen Projektionspunkten sind:

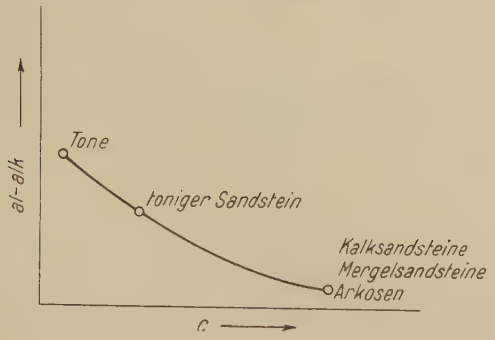



Fig. 22.

Die vorliegenden Chlorit-Serizit-Phyllite, Quarz-Phyllite und Arkosen sind somit die ehemaligen Glieder einer Reihe Ton, toniger Sandstein, kalkig-mergeliger Sandstein. Bezüglich des letzteren ist allerdings zu bemerken: Der Projektionspunkt lässt die Möglichkeit schon primärer Kalk-Mergelsandsteine zu, was aber nicht ausschliesst, dass die Karbonatführung mindestens teilweise sekundär wäre. Eine solche Karbonat-Imprägnation poröser Sandsteine fassten wir bereits ins Auge und wollen deshalb vorsichtigerweise beide Möglichkeiten offen lassen.

Die obige graphische Darstellungsweise hat den Vorteil, die chemisch spezifischen Merkmale deutlich hervortreten zu lassen und gleichzeitig ihren Beziehungen zum Mineralbestand genügend Rechnung zu tragen.

T o n i g e Gesteine haben ihren Darstellungspunkt nahe der Ordinate und oberhalb der 45 Grad-Linie (al = alk + c) im Felde al > alk + c (siehe Fig. 23). Die Möglichkeiten eines metamorphen Mineralbestandes (epi-, meso-, katazonal) lassen sich ohne weiteres abschätzen. Unsere Gesteine sind nach ihrem Bestand an Chlorit, Serizit, Epidot und der Stabilität von Kalzit neben Quarz e p i m e t a m o r p h. So stellen wir fest: Im Raum der tonigen Gesteine steht uns nach der Bildung von Feldspat und eventuell Epidot immer noch Tonerde zur Verfügung. Sind Alkalien übrig, so lassen sich weitere Alkali-Alumosilikate aufbauen, in unserem Falle vorwiegend Serizit. Dieser Tonerdeüberschuss über die Feldspatbildung ist in der graphischen Darstellung direkt sichtbar, nicht aber ein eventueller Überschuss von al über Serizit, der al — 2alk bis al — 3 alk beträgt. Bleibt also nach der Serizit-Bildung nochmals Tonerde übrig — und das

ist, nach den Analysen zu schliessen, öfters der Fall —, so wird dieses Mehr gebunden an Fe und Mg, führt somit zur Entstehung von Chlorit. Epimetamorphose eines Tones ergibt demnach:

Neubildung von Feldspat (Albit)
(Epidot)
Serizit
Chlorit

Kalkführende, tonerdearme Gesteine liegen in der graphischen Darstellung nahe der Abszisse und unterhalb der 45 Grad-Linie im Felde al $<$ alk $+$ c, bei mittleren und hohen c-Werten. Mit der Bildung von Feldspat ist auch schon die zur Verfügung stehende Tonerde mehr oder weniger erschöpft. Glimmer und Epidot können höchstens akzessorisch auftreten, und die Hauptmenge an c ist karbonatisch gebunden. Je weiter man sich aber in diesem Feld von der Abszisse entfernt, d. h. je grösser die von der Feldspatbildung restierende Menge al ist, bei gleichzeitig kleinem Alkali-Gehalt, desto mehr ergibt sich die Möglichkeit, in grösseren Mengen Epidot zu bilden. Wir gelangen so ins eigentliche Gebiet mergeliger Gesteine. Epimetamorphose kalkig-mergeliger Sandsteine etc. ergibt demnach:

Neubildung von Epidot.

Bei kleineren c-Werten in diesem Feld liegen nahe der Abszisse kalkarme Sandsteine bzw. Arkosen. Beim Abrücken von der Abszisse ist in diesem Fall die Bildung grösserer Mengen Glimmer gegeben (gegensätzlich zu den Kalksandsteinen). Es sind unsere Übergangstypen: Quarz-Phyllite = tonige Sandsteine.

## 4. Graphische Darstellung sämtlicher Analysen

Nach den obigen Ausführungen erübrigt sich ein langer Kommentar, denn es offenbart sich von selber die Vielfalt der ganzen Gesteinsserie und ihre Abkunft.

Die chemische Klassifikation widerspiegelt die Vielfalt der Gesteine. Sie gehören den folgenden Gruppen an:

I. Alkali-Alumosilikat-Gesteine
II. Alkali-Alumosilikat-Gesteine mit zurücktretendem alk
III. Kalk-Alkali-Alumosilikat-Gesteine

IV. Kalk-Alumo-Silikatgesteine
VI. Ca-reiche, alkalische Silikatgesteine
VII. Alumo-Silikatgesteine
IX. Kalk-Silikatgesteine
(vgl. P. Niggli: Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. SMPM, Band 14, 1934).

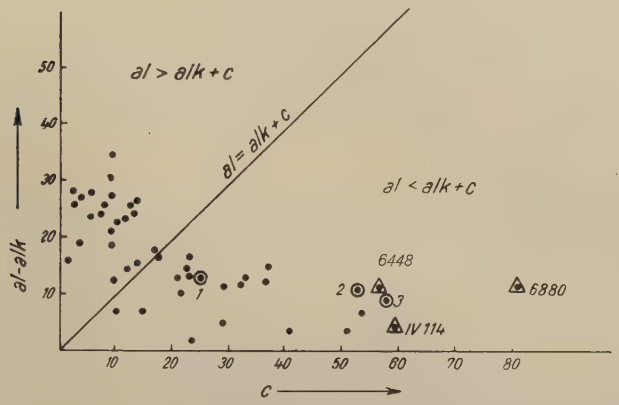



Fig. 23. al—alk/c-Diagramm für sämtliche Analysen (J. Jakob und P. Zbinden). Punkte = Analysen aus „Chem. Schw. Gest. A. M.", Nr. 164—203 + Analysen von G 1 und 52a. Dreiecke = berechnete Analysen. 1 = Taveyannaz-Sandstein, Kiental (lit. 84). 2 = Arkosesandstein mit kalkigem Bindemittel, Shasta County, Calif. (lit. 84). 3 = Mergelsandstein bis Mergel, St. Gingolph (lit. 84).

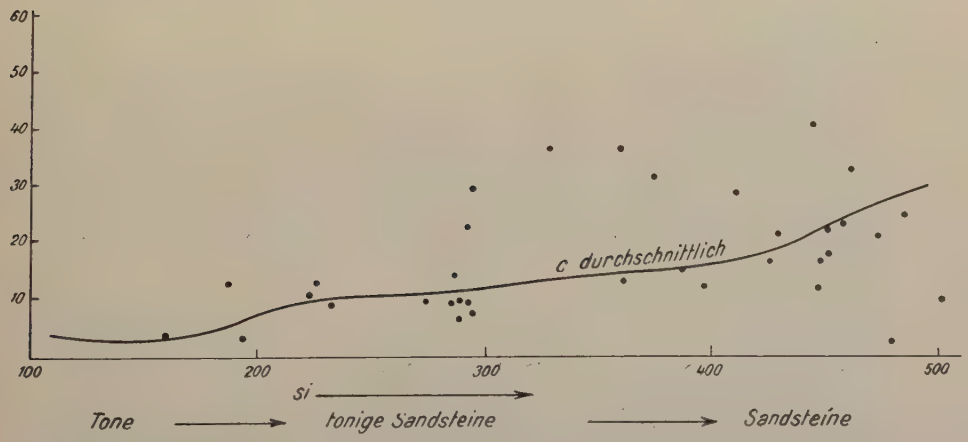



Fig. 24. Abhängigkeit des c vom si. Analysen von J. Jakob und P. Zbinden.

### 5. Abhängigkeit des c vom si (Fig. 24)

Stellt man das c in Abhängigkeit von si graphisch dar, so erkennt man das Zusammengehen bedeutender Mengen c mit hohem si. Ein solches entsteht in Quarz-Phylliten und Sandsteinen. Das deckt sich mit schon gemachten Feststellungen und könnte u. a. in indirekter Weise Ausdruck der verschiedenen Porosität der primären Gesteinstypen sein bei Annahme einer alpinen Stoff- (vor allem Karbonat) imprägnation. Zunahme des c von Tonen nach Sandsteinen hin wäre dann identisch mit einer Zunahme der Porosität im gleichen Richtungssinne.

## C. Keratophyr und dessen Tuffe im permischen Sedimentverband

Von Gesteinen dieser Art ist im Vorangehenden ständig die Rede gewesen, und wir haben einige damit in Verbindung stehende Erscheinungen bereits kennengelernt (vgl. p. 280, 286—291, 296). In diesem Abschnitt sollen sie eine etwas eingehendere Würdigung erfahren.

### a) KERATOPHYR

Die Einteilung erfolgt nach dem Mineralbestand. Es sei gleich vorweg genommen, dass das einer metamorphen Gruppierung gleichkommt und deshalb aus der Namengebung keine Schlüsse auf primäre Verhältnisse gezogen werden dürfen.

#### 1. Albit-Typus

Makroskopisch: Blau-violettes, dichtes Gestein ohne makroskopisch erkennbare Mineralien im Querbruch. Nicht bis schwach geschiefert, auf der Schieferungsfläche silberglänzend infolge eines leichten Serizitbelages. Sehr stark Karbonat- (= Kalzit nach Färbemeth.) durchsetzt in Nestern und Adern. Mit oder ohne dunkelbraune Pigmentierung von Fe-haltigem Karbonat wie in den Sedimenten. Diese Pigmentierung ist von der andern Karbonatdurchsetzung deutlich zu unterscheiden. Auf Anwitterungsflächen erhält das Gestein infolge Herauslösens des karbonatischen Anteils ein löcheriges, schlackenartiges Aussehen.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile | Übergemengteile |
|---|---|---|---|
| | Albit (An 0–10 %) | Kalzit, Serizit, Chlorit, Biotit, Epidot, Quarz, ±Hämatit | Rutil, Titanit |

Struktur: panallotriomorph körnig bis blastoporphyrisch
Textur: trachytisch = primär bedingt
± richtungslos körnig; wenn panallotriomorph eventuell schwach schiefrig } sekundär bei alpiner Metamorphose

Fälle mit erhaltener ursprünglicher Porphyrstruktur und trachytischer Textur sind sehr verbreitet. Ihre allmähliche Verschleierung bis Vernichtung durch alpin bedingte Umprägung (partielles Lösen des Albits und Rekristallisation in kleinen xenomorphen Körnern) ist in allen Stadien der Beobachtung zugänglich und ermöglicht so die Identifizierung selbst stark veränderten Keratophyrs. Die Albiteinsprenglinge werden bis zu 1 mm lang und sind völlig rein oder schwach serizitisiert. Sie unterscheiden sich von albitischem Plagioklas der Sedimente durch ihre lange, schmale Form und die breitere Zwillingslamellierung. Sie sind meist nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Ihre Grundmasse besteht aus Albitleistchen etwa gleicher chemischer Zusammensetzung (Lichtbrechungsunterschiede kaum wahrnehmbar).

Übrige Mineralien haben nur akzessorischen Wert. Serizit hat insofern eine gewisse Bedeutung, als auf etwaigen Bewegungsbahnen ein Muskovitband entstehen kann. Daneben ist in der Grundmasse fein verteiltes Erz erwähnenswert (die Einsprenglinge sind frei davon), deshalb, weil es in diesem Keratophyrtypus allein verantwortlich ist für die Farbe der Gesteine, die je nach dessen Quantität die verschiedensten Tönungen von blauviolett bis gelbweiss anzunehmen vermögen. Die erzfreien Typen sind aber seltener.

Das Erz ist Hämatit, wenn auch nicht einer mit den üblichen Eigenschaften. Statt des rötlichen gibt er einen schwarzen Strich und färbt das Gestein nicht, wie ebenfalls erwartet, rot, sondern blau bis violett. Wir haben es hier mit einer analogen Erscheinung zu tun, wie sie E. Niggli (lit. 80) in den Keratophyren der Urseren-Garvera-Mulde festgestellt hat; der Hämatit ist Ti-haltig. In einem Falle konnte chalkographisch Ilmenitentmischung im Hämatit fest-

gestellt werden. Die Untersuchung erwies sich als recht schwierig infolge häufiger Kleinheit der Erzkörner.

Dieses Erz verschmilzt manchmal zu grösseren Klümpchen oder scheint alte Kristallgrenzen zu umkleiden. Die Füllung besteht aus Albit, Chlorit, Biotit und Karbonat, einzeln oder zusammen.

Titanit ist oft und in kleinen, fein verteilten Krümchen vertreten.

Quarz tritt in diesem Gestein vor allem vakuolenartig auf, manchmal auch zusammen mit Karbonat und Albit.

Schliesslich dringen Quarz und Karbonat in Adern ein und durchfressen den Keratophyr nach allen Seiten.

Das erwähnte vakuolenartige Auftreten könnte auf ehemalige Blasenräume hindeuten. Am Vorhandensein ursprünglicher Hohlräume in den Gesteinen ist jedenfalls nicht zu zweifeln, denn ihre grosse Massigkeit würde eine derartig ausgesprochene Karbonatdurchsetzung nicht zulassen.

Wenn der alpinen Beanspruchung möglichst durch Umkristallisation begegnet wird, so geschieht es von der Grundmasse aus, die die Einsprenglinge anzulösen beginnt, wodurch diese zackig geändert erscheinen.

### 2. Albit-Epidot-Typus

Er unterscheidet sich schon makroskopisch vom Vorigen durch seine Schiefrigkeit. Der Epidot bevorzugt die Lage in Schieferungsebenen neben zurücktretendem Glimmer. Er wird oft bis mehrere Millimeter lang und tritt in beträchtlichen Mengen auf. Die Gesteine sind blau bis violett.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile | Übergemengteile |
|---|---|---|---|
| | Albit | Kalzit | Rutil |
| | Epidot | Quarz | Titanit |
| | | Serizit | |
| | | Chlorit | |
| | | Biotit | |
| | | Hämatit | |

Struktur: blastoporphyrisch bis porphyroblastisch

Textur: alte trachyt. Textur (nur teilweise erhalten), junge Kristallisationsschiefrigkeit

Es gibt Fälle, wo die Verschieferung eine primäre Fliesstextur (besonders schön ersichtlich an der Erzverteilung um Albiteinspreng-

linge herum) nicht zu verwischen vermochte und der Epidot unbekümmert um primäre oder gelegentlich gar um sekundäre Textur im Keratophyr liegt, sich so unzweifelhaft als sekundäre Bildung erweisend. Andrerseits beobachtet man häufig ein perlschnurartiges Aneinanderreihen von Epidot-Individuen auf Stressbahnen. Auch Chlorit und Biotit können sich daran beteiligen. Ferner zeigen etwas serizitisierte Varietäten ein Einordnen der sehr feinen Serizitschüppchen in Richtung der Schieferung.

Der Epidot tritt grösstenteils säulchenartig idiomorph auf und ist gelegentlich löcherig, ab und zu verzwillingt. Beginnende grössere Erzanreicherungen in ihm und Erzpseudomorphosen nach ihm (mit Füllungen von Grundmassenalbit, Quarz, Chlorit und restlichem Epidot) lassen erkennen, dass er z. T. wieder abgebaut wurde.

Wie in Typus 1 beobachtet man Erzpseudomorphosen mit den schon erwähnten Füllungen oder fast ausschliesslich Chlorit. Sie erinnern sehr an Olivin.

Vakuolen und noch weitere sekundäre Erscheinungen mit Karbonat, Quarz und Albit wie in 1. Vor allem zeigt sich hier das Zusammengehen von Epidot, Karbonat und Quarz auf Stressbahnen. Vgl. dazu die Beschreibung von Hdst. und Schliff 6448 und 6448a unter Psammiten (p. 289).

### 3. Albit-Biotit-Typus

Er umfasst die Varietäten, die durch ihr Aussehen noch eindeutig ihre Keratophyr-Herkunft verraten bis zu solchen, die nur das geübte Auge makroskopisch noch als solche zu erkennen vermag. Dabei stellen sich Konvergenzerscheinungen zu altkristallinen Grünschiefern des Aar- und Gotthard-Massivs ein. Kurz, es ergibt sich eine grosse Mannigfaltigkeit der Gesteine.

Sämtliche Varietäten sind ausgesprochen kristallisationsschiefrig.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile | Übergemengteile |
|---|---|---|---|
| | Albit | Quarz | Titanit |
| | Biotit | Serizit | Rutil |
| | | Chlorit | Apatit |
| | | Epidot | |
| | | Kalzit | |
| | | Hämatit | |

Struktur: blastoporphyrisch bis hypidiomorph körnig
Textur: alt: trachytisch (nur teilweise erhalten)
jung: kristallisationsschiefrig

*Varietät a:*

Dominierende Farbe: blau-violett, mit oder ohne bräunliche Pigmentierung. Streng parallel struiert. Die eigentliche blaue Keratophyrsubstanz wird im Bruch in regelmässigen Abständen unterbrochen durch schmale Glimmerzüge, die sich hauptsächlich aus Biotit neben zurücktretendem Chlorit, Serizit und ev. Epidot aufbauen. Biotit in Umwandlung zu Chlorit.

*Varietät b:*

Dominierende Farbe: hell grau-blau bis hell grau-grünlich mit Karbonat-Pigmentierung. Flasrige Textur. Schieferungsflächen dicht mit Biotit belegt, der diesen im Unterschied zu den hellen Keratophyrpartien ein fast schwarzes Aussehen verleiht. Makroskopisch absolut untypischer Keratophyr, vor allem wegen des Fehlens der sonst so charakteristischen blauen Farbe infolge der geringen Erzführung. Am ehesten würde man ihn als irgendeinen altkristallinen Biotit- oder Zweiglimmergneis ansprechen. Ursprüngliche Textur gänzlich verwischt durch alpine Umprägung. Allotriomorphes Gemengsel von Albit, wirbelartig durchknetet und Albiteinsprenglinge mit Streckungshof. Wie üblich durchsetzt mit sekundären Mineralien. Biotit in Umwandlung zu Chlorit begriffen.

*Varietät c:*

Wird die Textur noch flasriger und folgen die Biotitlagen in geringerem Abstand aufeinander, so gelangt man zu einem Gestein mit dominierender dunkelgrüner Farbe und augigem Aussehen. Diese Augen sind nicht etwa einzelne Feldspat-Individuen, sondern repräsentieren die zwischen den Glimmerlagen vorhandene Keratophyrsubstanz. Allerdings findet sich gern im Zentrum ein Albiteinsprengling. Je nach der Erzmenge in der Keratophyrsubstanz erscheinen die Augen heller oder dunkler. Sie können fast weiss sein, grau, heller und dunkler blau, dunkelgrau bis fast schwarz. Besonders in den beiden letzten Fällen bekommt das Gestein ein für Keratophyr gar nicht charakteristisches Aussehen, was noch verstärkt wird, wenn die Augen ganz schmal und länglich werden und dadurch ein sehr brüchiger dunkelgrüner Schiefer entsteht. Abarten dieser Art können vielfach makroskopisch von basischen Altkristallin-Gesteinen überhaupt nicht mehr unterschieden werden. Hingegen darf man ruhig behaupten, dass eine mikroskopische Unterscheidung von diesen durchwegs, d. h. bei sämtlichen Varietäten möglich ist. Nie trat bei einem mikroskopischen Befund ein Zweifel über die Zuordnung auf.

Man wundert sich über die selbst in diesem „Augentyp" oftmals sehr gut erhaltene trachytische Textur. Die Glimmer vermochten die Bewegung abzufangen.

Vakuolen mit Quarz, Albit, Chlorit, Biotit und Kalzit. Der Biotit in Umwandlung zu Chlorit und z. T. in Epidot.

Ein eigenartiger Fall in dieser Reihe bedarf näherer Beschreibung. Die Erscheinung konnte nur im Profil des Altbachs festgestellt werden. Von unten nach oben, d. h. von den permischen Sedimenten gegen die Gneise des Aar-Massivs hin folgen sich dort:

| | |
|---|---|
| Profil von Höhe 1100 m bis 1200 m, z. T. mit Unterbrüchen infolge Bachschutts | Psephit<br>Chlorit-Serizitschiefer wechselnd mit Psammiten<br>Schiefriger Keratophyr, zirka 10 m vom Kontakt mit Altkristallin<br>Quarz-Phyllit<br>Quarzit-Tektonit<br>Psephit<br>Epidot-Biotitgneis (altkristallin) |

Dieser schiefrige Keratophyr, der, wie ersichtlich, noch im permischen Sediment-Verband liegt, vertritt den Fall von Keratophyr, den man im Felde nicht mehr als solchen zu bezeichnen wagt. Zudem führt er stellenweise soviel Epidot, dass er vom nicht fernen altkristallinen Epidot-Biotitgneis kaum zu unterscheiden ist.

Das Gestein ist dunkel bläulich-grün, kristallisationsschiefrig und sehr kompakt. Die Farbe nimmt ein lebhaftes Grün an, wo epidotreiche Stellen auftreten. Der Schliff einer epidotarmen Partie lässt ohne weiteres einen parallelstruierten Keratophyr erkennen mit Bildung von Biotit, Chlorit, Serizit etc. Eine epidotreiche Partie dagegen zeigt ein ziemlich verändertes Bild. So überdeckt ein dichtes Gewebe von körnigem Epidot alles übrige. Dazwischen lässt sich noch ein xenomorphes Albit-Quarz-Gemengsel erkennen. Schliesslich liegen in dieser Masse Albit-Einsprenglinge vom Keratophyr-Typus mit Einschlüssen von Epidot, Biotit und Chlorit, die ganz deutlich aus der Grundmasse eindrangen. Es handelt sich also keineswegs um Saussuritisierung. Die Tatsache des allmählichen Überganges von sicherem Keratophyr in dieses epidotreiche Gestein mit seinen einwandfreien Keratophyr-Albit-Einsprenglingen lässt den Schluss zu, dass wir es hier mit einem von aussen her epidotisierten Keratophyr zu tun haben. Dass so etwas möglich ist, wird uns nicht mehr erstaunen, wenn wir an die Erscheinungen denken, die wir im Kapitel Psammite und Phyllite unter

Nr. 6878 und 6880 kennen gelernt haben. Zudem zeigt das Vorkommen des Quarz-Tektonits und einige Abweichungen des Psephits von der normalen Ausbildung die starke Beanspruchung der Gesteine an dieser Stelle. Die Unkenntlichkeit des Keratophyrs steht damit in direktem Zusammenhang.

### 4. Albit-Serizit-Typus

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Albit | ± Hämatit |
| | Serizit | Übrige Akzessorien sehr gering oder fehlend |

Mit oder ohne Karbonatpigment.

Struktur: blastoporphyrisch bis lepidoblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig, erhaltene trachytische Textur seltener

Im Querbruch zeigen die Gesteine verschiedene Blautönung. Auf der Schieferungsfläche sind sie silberglänzend grau bis fast weiss. Es handelt sich um stark ausgewalzte Varietäten, denn sonst würde der Serizit auch nicht zum Hauptgemengteil aufrücken. Die Auswalzung kann dermassen stark werden, dass der Albit infolge der überhandnehmenden Serizitisierung fast gänzlich weichen muss.

### 5. Albit-Quarz-Typus

Farbe hellblau bis weiss, nicht schiefrig, sondern kompakt.

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Albit | ± Hämatit |
| | Quarz | Übrige Akzessorien sehr gering oder fehlend |

Struktur: blastoporphyrisch bis granoblastisch
Textur: massig, trachytische Textur in quarzärmeren Typen erhalten

Der Quarzgehalt steht in direktem Zusammenhang mit der Quarzführung des Nebengesteins. Beginnende bis völlige Verquarzung von diesem her ist besonders augenfällig in Schliff IV 106 des Konglomerates (siehe vorne). In den extremsten Fällen bleibt vom Keratophyr nichts mehr übrig als das Erz, das noch die Fläche bezeichnet, die ehemals vom Ergussgesteinsfragment eingenommen wurde. Quarz und Albit bilden vielfach ein feines granoblastisches Gemengsel.

### Verbreitung der verschiedenen Typen

1. Selten in Linsen. Z. B. eine mehrere Meter mächtige Linse im Gibelsbach bei Fiesch.

Häufiger als Gerölle im Konglomerat. Erzarme bis erzfreie Varietäten nur als Gerölle (vgl. p. 286, 294).

2. In Linsen oder als Gerölle (vgl. p. 286, 290, 291, 296).

3. a) c) Ausgedehnte Verbreitung hauptsächlich in Linsen jeder Grösse. Kleinere um 1 m Länge, einige 10 cm Breite bis zu solchen, die grössere Areale einnehmen. Vielfach im Gelände nicht ohne weiteres ins Auge fallend, da die grünlichen Varietäten nicht nur Konvergenzen zu altkristallinen Gesteinen zeigen, sondern etwa auch zu den grünen Quarz-Phylliten bis Chlorit-Serizit-Phylliten.

Weniger häufig als Gerölle (vgl. p. 286).

b) Einzige Stelle direkt südlich Dorf und Station Lax in einer Linse von max. 200 m Breite, 1400 m Länge. Nie als Gerölle.

4. Vorwiegend als Gerölle, besonders in stark ausgewalzten Konglomeratpartien, so vor allem bei Fürgangen.

5. Nur als Geröll (vgl. p. 286).

### Zusammenfassung

Die Mannigfaltigkeit an Keratophyr-Typen ist sekundär bedingt als Ausdruck der alpinen Metamorphose. Sie äussert sich in mechanischer Deformation und Stoffumsatz unter Beteiligung des Nebengesteins.

*Mechanische Effekte*

Die Wirkung ist ziemlich unabhängig von der Art des Auftretens des Keratophyrs (kleinere und grössere Linsen oder als Gerölle im Konglomerat).

Schon mehrfach wurde auf sein interessantes Verhalten gegenüber gerichtetem Druck hingewiesen: das scheinbare Paradoxon starker Verformung ohne wesentliche mechan. Effekte an den Einzelmineralien. Die Möglichkeiten der Anpassung sind jedoch sehr gross, zunächst in dem Falle, wo die Stressbewegung in einer ursprünglichen Fliesstextur abgefangen wird. Weiterhin gibt es Beispiele einer nachträglichen Parallelanordnung der Albitleisten in Richtung des Stresses. Die dazu nötige Schmiegsamkeit wurde durch Lösen vor allem an den Korngrenzen erreicht. Das ergibt ein vielfach bruch- und biegungsloses Umklappen grösserer Albitindividuen in die Schieferungsebene. Endlich erlaubt die Mitwirkung chemischer Agenzien

das Abfangen der Bewegung in gewissen Bahnen unter Schonung der dazwischen liegenden Keratophyrmasse. So kommt es, dass nicht immer die makroskopisch als am wenigsten verändert bezeichneten Keratophyre im Mikroskop die besterhaltene Struktur und Textur aufweisen, sondern glimmerreiche Varietäten unter Umständen erstaunlich gute Erhaltung alter Strukturen erkennen lassen, die jene übertreffen kann. Das betrifft vor allem den „Augentypus" (3c, p. 330). Hingegen kombiniert sich in streng parallelstruierten Typen die zweite mit der dritten Möglichkeit.

Wenn sich der Tendenz des Abdrehens von Albitkristallen Widerstand entgegensetzt, so wird er durch Verbiegung oder Bruch, bzw. beides zusammen, überwunden. Die Risse werden verheilt mit Quarz, Karbonat, Biotit, Chlorit, Serizit oder auch durch albitische Substanz der Grundmasse.

Man konstatiert eine Abnahme des Kalzitgehaltes von Typus 1 bis 5. Das deshalb, weil Zunahme der Schiefrigkeit (1—4) stärkere Auswalzung bedeutet, welche natürlich verbunden ist mit einer Tendenz der Volumenverminderung, was in einem Gestein mit Blasenräumen leicht zu bewerkstelligen ist durch Ausmerzen dieser Hohlräume.

Mechanische Deformation kombiniert mit Eindringen von Substanz aus den Sedimenten kann selbstverständlich Konvergenzerscheinungen mit tuffogenen Sedimenten, bzw. Tuffen hervorrufen.

*Stoffumsatz*

a) Stoffumsatz unter Verwendung von hauptsächlich arteigener Substanz, d. h. chemische Reaktionen durch Mobilisierung des Stoffes vorwiegend im Keratophyr selber. Das gilt im allgemeinen für linsenartig auftretenden Keratophyr (Biotit-, Chlorit- und Serizitbildung). Auch die fast durchwegs geringe Epidotführung (exkl. des auf Seite 331 beschriebenen Falles im Altbach-Profil) lässt sich so erklären.

b) Stoffumsatz unter überragender Beteiligung mobilisierter Stoffe aus dem Nebengestein, so bei Geröllen und Tuffen, wo Epidotisierung und Verquarzung besonders eindrücklich sind. Damit ist die Antwort auf die Herkunftsfrage grösserer Mengen Epidot in Kerat. gegeben: wesentlicher Epidotgehalt hängt eindeutig von äusseren Einflüssen ab. Selbst in schwierigeren Fällen (kreuz und quer in Kerat.grundmasse liegende idiomorphe Epidotkristalle) konnte keine stichhaltige Erklärung unter Annahme einer Saussuritisierung von Plag. gefunden werden.

Voralpin war die Zahl an Varietäten sicher geringer. Epidot, Biotit, Chlorit, z. T. Serizit und Quarz, die durch alle möglichen Kombinationen dem Keratophyr das so typische epimetamorphe Gepräge verleihen, fehlten jenen. Sie bauten sich auf aus Albit, vielleicht etwas Orthoklas, Quarz, wahrscheinlich Olivin und Erz. Somit konnte es höchstens verschiedene Typen geben auf Grund wechselnder Mengen Erz und Olivin, event. Quarz, entsprechend einem schlierigen Verhalten dieses Ergussgesteines.

Wir haben die am wenigsten veränderten Gesteine an den Anfang gestellt und aus ihnen in stetiger Folge die immer mehr vom ursprünglichen Aussehen abweichenden Typen entwickelt. Wichtig sind nachstehende Veränderungen:

Albit → Serizit (— Muskovit)
Verschwinden ursprünglicher femischer Gemengteile (Olivin?)
Neubildung von Biotit und Epidot
Biotit → Chlorit
Wanderung von Erz (Bildung von Klümpchen oder auch randliche Erzanreicherung)
direkte Chloritbildung
Verquarzung
Erz z. T. → Rutil + Leukoxen

Biotit, Chlorit, Epidot, Karbonat sind gleicher Natur wie in den Sedimenten.

Diese hauptsächlichen Vorgänge sind kombiniert mit Verschieferung und Parallelstruierung.

## b) TUFFE

Als Tuffe sollen im weitern Gesteine beschrieben werden, die sich überwiegend aus Keratophyrsubstanz aufbauen, die in inhomogener Verteilung, d. h. aus einem Agglomerat kleiner Gerölle oder Lapilli bestehend, vorliegt. Bei äusserst feinkörnigen, homogen scheinenden Gesteinen zeugt das Fehlen der für die Keratophyre typischen trachytischen Ergussgesteinsstruktur für Tuff. Ferner seien Gesteine erfasst, die sicher zu der vorliegenden Keratophyrserie gehören, jedoch durch die Metamorphose in der Weise beeinflusst wurden, dass sie sowohl einen Tuff wie ein Ergussgestein vorstellen können. Dabei soll für die Bezeichnungsweise gleichgültig sein, wie diese Bildungen zustande kamen, weil darüber sowieso nur Mutmassungen

angestellt werden können. Aus diesem Grunde wird auch der Name Tuffit nicht verwendet, da er mit ganz bestimmten genetischen Vorstellungen verknüpft ist. Zunehmender Sedimentgehalt führt allmählich über zu den bereits als Psammite und Psephite beschriebenen Gesteinen.

Es fehlt auch den Tuffen nicht an grosser Mannigfaltigkeit. Sie zu erkennen ist noch schwieriger als bei den Keratophyren. Dazu kommen die durch die Metamorphose bedingten Konvergenzerscheinungen vor allem mit Typus 3, manchmal auch 4 von diesen. Man hat also grosse Vorsicht walten zu lassen und beginnt mit Vorteil die Besprechung bei Typen, für die man die Gewähr ihrer Tuffnatur ohne jede Beschränkung übernehmen darf. Die nachfolgenden Beispiele sind typisch für die entsprechenden Varietäten, und die Lokalität gibt an, wo sie in erster Linie zu finden sind.

Als Vergleichsbasis wurden Schliffe unmetamorphen Keratophyrtuffs aus den Vogesen zugezogen, ferner Gesteine und Schliffe von Baja California.

*Tuff.* 55a. Gibelsbach/Fiesch.

Makroskopisch: Dunkelgrünes Gestein, im Bruch dunkelblau. Grosse Ähnlichkeit mit „Augentypus" des Keratophyrs, jedoch im Gegensatz zu diesem sehr inhomogen: stellenweise massig, glimmerfrei, dann wieder mehr flasrig und schiefrig.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Chlorit |
| | albit. Plagioklas | Serizit |
| | Biotit | Kalzit |
| | Epidot | Turmalin |
| | | Apatit |
| | | Erz |

Struktur: blastopsammitisch
Textur: kristallisationsschiefrig

In feinkörniger, paralleltexturierter Grundmasse liegen grössere Feldspat-Idioblasten, teils parallel angeordnet, teils etwas abgedreht, wobei im Druckschatten Quarz kristallisierte. In kleineren und grösseren, lang ausgezogenen Linsen erscheinen Komponenten aus Keratophyr, die oft miteinander verknetet sind. Sie bestehen aus Albit in Einsprenglingen und Grundmasse ± Erz. Bei

starker Verformung sind sie ziemlich serizitisiert in Richtung der Auswalzung.

55a entspricht im Prinzip dem beschriebenen Psammit G 3a, mit dem Unterschied des wesentlich grösseren Anteils an Keratophyrkomponenten. Jenen müsste man als tonigen, tuffogenen Sandstein bezeichnen, diesen eventell als Lapilli-Tuff.

*Tuff.* 6416. Seng/Binna.

Makroskopisch: Dunkelgrauer Schiefer. Im Bruch z. T. kleine rundliche Feldspäte erkennbar. Feine Zwischenlagen von Serizit und Biotit. Nach dem blossen Aussehen nicht als Tuff zu bestimmen. Verdächtig ist aber die dunkle Farbe.

Mikroskopisch: Mineralbestand wie in 55a, nur ist Epidot Nebengemengteil und Rutil tritt auf.

Struktur: blastopsammitisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Biotit-Chlorit-Serizitzüge markieren die Parallelstruierung. Dazwischen liegen in einer kleinkörnigen Grundmasse von Quarz und Albit (xenomorph oder kleine Leistchen) grössere Albitindividuen vom Keratophyr-Typus. Durch die Schieferung wurde die ursprüngliche psammitische Struktur stark verwischt, Einzelkomponenten völlig ausgewalzt und mit der Grundmasse verknetet. Erhaltene Keratophyrkomponenten erlauben trotz allem eindeutige Bestimmung des Gesteins.

Es ist ein Tuff mit dem Unterschied gegenüber 55a, dass weniger Sedimentmaterial vorhanden ist und vor allem viel stärkere Auswalzung erfolgte.

*Tuff.* 6857. Binna.

Makroskopisch: Ein wenig heller als der obige, flasrig, sonst gleich.

Mikroskopisch: Argumente für Tuff:

1. Bei geringster Vergrösserung beobachtet man Glimmerkränze (hpts. Biotit) um helle Partien bei nicht gekreuzten Nicols. Kreuzt man sie, so erblickt man innerhalb der Glimmerumgrenzung einen Albiteinsprengling mit noch „angeklebter" Keratophyrgrundmasse.

2. Ein Teil der vorhandenen grösseren albit. Plagioklase entspricht durchaus solchen im Sediment, sie sind also wahrscheinlich eingeschwemmt.

*Tuff.* 53. Furkastrasse zwischen Fürgangen und Niederwald, am Waldende.

Makroskopisch: Sieht aus wie ein gewöhnlicher Chlorit-Serizitschiefer. Strichweise Lagen von Biotit, dazwischen bläuliche, dichte Masse mit kleinen Erzpartikeln. Nester von Fe-haltigem Karbonat mit Quarz.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Biotit |
| | albit. Plagioklas | Karbonat |
| | Chlorit | Apatit |
| | Serizit | Magnetit |
| | Epidot | |

Struktur: lepidoblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Eine Grundmasse von kleineren und grösseren Feldspatleisten und Quarz. Die Albite sind etwas verschwommen und haben ausgefranste Umgrenzungen. Stressbahnen mit Serizit bis Muskovit, spiessigem Epidot, Chlorit, aneinandergehängten Biotitindividuen, in Zügen angeordnetem Erz. Wenig Querbiotit als jüngste Bildung. Der grösste Teil des Biotits ist bereits in Chlorit umgewandelt.

Das Gestein ist dermassen umgeprägt, dass von einem ursprünglichen lithologischen Charakter nichts mehr übrig geblieben ist. Wenn die obigen Typen noch einzelne Lapilli erkennen lassen, so sucht man hier vergeblich nach ihnen.

*Tuff.* 5746. Furkastrasse bei Fürgangen.

Makroskopisch: Von allen beschriebenen Typen ist dieser zusammen mit 55a der einzige, der schon makroskopisch seine Abkunft von Keratophyr verrät. Er ist sehr typisch für die Gegend von Fürgangen, wo er in kleineren und grösseren Linsen auftritt und den vorwiegend blau-violetten Ton der Felsen an der Strasse und gegen die Rhone hinunter bedingt. Sie können aber auch eine kräftige Grüntönung aufweisen, da der Tuff auf den Schieferungsflächen einen dichten Chlorit-Serizit-Belag trägt.

Im Bruch ist er blau mit einem Stich ins Violett und zeigt in die Schieferungsebene eingebettete 1—2 mm lange Epidotstengelchen. Mit oder ohne Karbonatpigmentierung.

Mikroskopisch:

| Mineralbestand: | Hauptgemengteile | Nebengemengteile |
|---|---|---|
| | Quarz | Rutil (Knie- und |
| | Albit | Herz-Zwillinge) |
| | Epidot | Apatit |
| | Chlorit | Hämatit |
| | Serizit | |

Struktur: granoblastisch-lepidoblastisch
Textur: kristallisationsschiefrig

Feinstes Gemengsel von Quarz und Albit als Grundmasse, worin Epidot-Porphyroblasten liegen, teils in nesterartigen Aggregaten, teils in der Schieferungsebene. Sie führen viel Erz, und dieses pseudomorphosiert sie ab und zu. Im übrigen ist der Epidot auch hier wieder typisch sekundär.

Neben primärem Quarz in der feinen Grundmasse findet sich sekundärer in Nestern und Adern.

Artfremder, offenbar eingeschwemmter Plagioklas.

Das Fehlen jeder Eruptivstruktur (trachytisch, porphyrisch) genügt eigentlich noch nicht, dieses Gestein als Tuff zu bezeichnen, denn wir haben ja oft genug gesehen, wie eine solche durch metamorphe Vorgänge verschwinden kann. Andrerseits aber haben wir eingeschwemmten Plagioklas festgestellt, und die Feldbeobachtung deutet auf eine Sedimentierung hin (allmähliches Übergehen in tuffärmere Nebenpartien). Es handelt sich um einen Aschentuff.

## Zusammenfassung

Eine ganze bestimmte Art von Zweiglimmergneisen und Chlorit-Serizit-Schiefern in einem weiteren Sinn erweisen sich als Lapilli- und Aschentuffe. Von wenig veränderten gelangt man zu solchen, bei denen die Kristallisationsschiefrigkeit das Bild beherrscht und jeden ursprünglichen Zug auslöscht (53). Dabei ergeben sich Konvergenzen zu schiefrigem Keratophyr. Die Tuffe entziehen sich im Felde der Beobachtung noch mehr als die Keratophyrlinsen.

Stoffumsatz und mechanische Effekte wie beim Keratophyr.

### c) CHEMISMUS VON KERATOPHYR UND TUFF

(Vgl. dazu Analysentabelle 4)

6446: Albit-Epidot-Typus. Binna.
Magmentyp: ?kamperitisch III e 3
5413: Albit-Typus. Gibelsbach/Fiesch.
Magmentyp: kassaitisch II f 2
G 5: Albit-Biotit-Typus. Gibelsbach/Fiesch.
Magmentyp: melaquarzdioritisch I e 2
6437: Albit-Typus. Binna.
Magmentyp: umptekitisch II c 1
5747: Tuff. Furkastrasse bei Fürgangen.
Mineralbestand bei den Typen-Beschreibungen ersichtlich.

Wenn hier auch Magmentypen angegeben wurden, so soll das nicht heissen, es handle sich um die Charakteristika ursprünglicher Magmen, denn wir wissen, dass eine alpine Stoffzufuhr stattfand, die uns den ursprünglichen Chemismus ein wenig verfälscht.

Kalzitreiche Stellen oder Vakuolen mit Quarz wurden beim Präparieren des Gesteins zur Analyse möglichst ausgemerzt.

Beim Betrachten des Gesamtbildes der Analysen fällt die grosse Dominanz von $Fe_2O_3$ über FeO auf. Wenn man bedenkt, dass das Erz in den analysierten Typen eine bedeutende Rolle unter den femischen Gemengteilen spielt, so kommt hier deutlich seine hämatitische Natur zum Vorschein. Damit, wie auch mit der Rutilführung, steht der hohe $TiO_2$-Gehalt in Zusammenhang.

Im höheren MgO von G 3 und 5747, verbunden mit einem Mehr an $K_2O$ bzw. an $H_2O^+$, dokumentiert sich der wesentliche Biotit- bzw. Chloritgehalt.

Niedrige bis sehr niedrige k-Werte, d. h. Na-Vormacht, ist sehr typisch und erweist ihre Zugehörigkeit zur Natronreihe. Zudem charakterisiert sie hohes alk, niedriges c.

6446 ist, chemisch gesprochen, kein guter Repräsentant für den Albit-Epidot-Typus, wie auch 5413 ein schlechter für den Albit-Typus. G 5 und 6437 dagegen zeigen sehr schön ihre Zugehörigkeit.

Quantitative Mineralbestände wären wünschenswert, doch ist es völlig ausgeschlossen, sie zu erlangen. Dafür ergibt sich eine andere Möglichkeit, Betrachtungen anzustellen:

So wurde auf Grund der chemischen Analyse von 6437 versucht, einen primären Mineralbestand mit Olivin zu berechnen, schliesslich einen metamorphen unter Annahme der Umwandlung von Olivin in Biotit und Chlorit und Auftreten von Epidot.

a) Ursprüngl. Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Albit (An 2 %) | = | 89,3 % |
| Olivin | = | 5,0 % |
| Hämatit | = | 2,4 % |
| Akzessorien | = | 3,3 % |
| | | 100,0 % |

b) Epimetam. Mineralbestand:

| | | |
|---|---|---|
| Albit | = | 87,5 % |
| Chlorit (Ant.) | = | 3,9 % |
| Biotit | = | 2,7 % |
| Hämatit | = | 2,4 % |
| Epidot (Zoisit) | = | 2,0 % |
| Rutil + Rest | = | 1,5 % |
| | | 100,0 % |

Tabelle 4. Analysentabelle. *Keratophyr und Tuff*

| | 6446 | 5413 | G 5 | 6437 | 5747 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 53,13 | 54,54 | 54,89 | 61,55 | 54,96 |
| $Al_2O_3$ | 17,27 | 17,42 | 16,06 | 17,44 | 16,26 |
| $Fe_2O_3$ | 8,28 | 7,89 | 6,6 | 3,55 | 6,62 |
| FeO | 2,18 | 1,51 | 2,97 | 1,99 | 3,61 |
| MnO | 0,03 | — | 0,06 | — | 0,07 |
| MgO | 2,18 | 0,67 | 4,31 | 1,41 | 4,06 |
| CaO | 4,15 | 4,18 | 3,15 | 1,28 | 2,35 |
| $Na_2O$ | 7,04 | 7,04 | 5,47 | 10,01 | 3,92 |
| $K_2O$ | 0,54 | 1,4 | 1,76 | 0,29 | 1,48 |
| $H_2O^+$ | 0,84 | 0,92 | 1,6 | 0,49 | 3,02 |
| $H_2O^-$ | 0,03 | 0,04 | 0,15 | 0,01 | 0,12 |
| $CO_2$ | 2,15 | 2,13 | 0,94 | — | — |
| $TiO_2$ | 1,54 | 2,03 | 1,77 | 1,67 | 2,98 |
| $P_2O_5$ | 0,5 | 0,14 | — | 0,19 | 0,29 |
| Total | 99,86 | 99,91 | 99,73 | 99,88 | 99,74 |
| qz | –26,4 | –22,8 | –11,6 | –19,6 | –15,8 |
| si | 160 | 178 | 166 | 222 | 177 |
| al | 30,8 | 33,5 | 28,5 | 36,7 | 31 |
| fm | 34,2 | 26,7 | 41,9 | 23 | 45,6 |
| c | 13,4 | 14,6 | 10,1 | 4,9 | 8,1 |
| alk | 21,6 | 25,2 | 19,4 | 35,4 | 15,3 |
| k | 0,05 | 0,11 | 0,18 | 0,02 | 0,2 |
| mg | 0,19 | 0,12 | 0,46 | 0,33 | 0,43 |
| ti | 3,5 | 4,9 | 4 | 4,5 | 7,2 |
| p | 0,6 | 0,19 | — | 0,3 | 0,4 |
| $co_2$ | 8,9 | 9,5 | 3,9 | — | — |
| c/fm | 0,39 | 0,55 | 0,24 | 0,21 | 0,18 |

Analytiker: P. Zbinden.

Zur Vereinfachung der Verhältnisse wurde in b) der Plag. als reiner Albit berechnet, wodurch der Epidotgehalt etwas zu hoch ausfällt: berechnet: 2,0 %, ausgemessen: 1,1 % (Prozentsatz Epidot gegenüber der Summe aller andern Mineralien).

Folgendes ist aus obigem ersichtlich:

1. Das Gestein besteht tatsächlich aus fast reinem Albit mit einem daneben verschwindend kleinen Prozentsatz anderer Gemengteile.
2. Abwesenheit von Quarz, was aus dem Schliff nicht ohne weiteres ersichtlich.
3. Auch bei Verwendung des ganzen Betrages an Cal zur Bildung von Anorthit (statt Anorthit + Epidot) bleibt dessen Menge gering, und der Plagioklas kommt nicht aus dem albitischen Bereich heraus.

Es sei noch erwähnt, dass beim vorliegenden Gestein schon makroskopisch Hohlräume mit Chloritfüllung festgestellt wurden.

Tabelle 5. *Basiswerte der Keratophyre und Tuffe*

| | 6446 | 5413 | G 5 | 6437 | 5747 |
|---|---|---|---|---|---|
| Kp | 1,9 | 5,1 | 6,4 | 1,0 | 5,5 |
| Ne | 39,1 | 39,1 | 30,2 | 52,5 | 22,6 |
| Cal | 8,7 | 7,3 | 8,7 | 1,1 | 7,3 |
| | | | | | Sp 6,8 |
| Cs | 2,0 | 2,8 | 0,5 | 1,1 | — |
| Fs | 8,9 | 8,5 | 7,1 | 3,6 | 7,3 |
| Fa | 2,6 | 0,8 | 3,5 | 2,2 | 4,4 |
| Fo | 4,7 | 1,4 | 9,2 | 2,8 | 5,4 |
| Ru | 1,1 | 1,5 | 1,2 | 1,1 | 2,2 |
| Q | 31,0 | 32,5 | 33,2 | 34,6 | 38,5 |
| L | 50,3 | 52,3 | 45,8 | 55,3 | 36,2 |
| M | 18,3 | 14,7 | 20,6 | 9,8 | 24,4 |
| Q | 31,4 | 33,0 | 33,6 | 34,9 | 39,4 |
| $\pi$ | 0,17 | 0,14 | 0,19 | 0,02 | 0,21 |
| $\gamma$ | 0,11 | 0,20 | 0,02 | 0,11 | — |

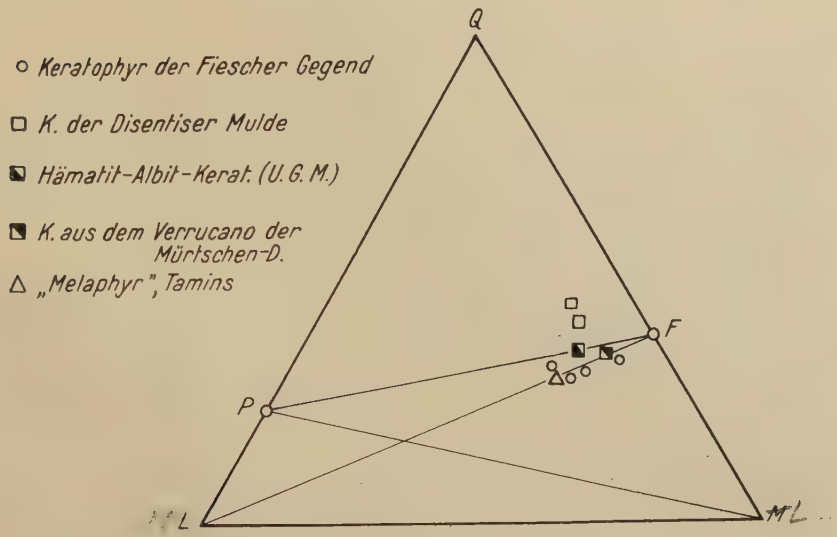



Fig. 25. QLM-Diagramm für Keratophyr und Tuff.

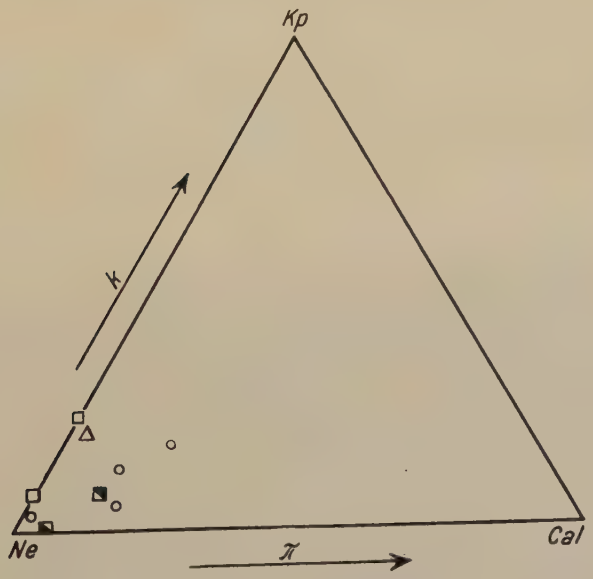



Fig. 26. K-π-Diagramm für Keratophyr und Tuff.

## Graphische Darstellung im QLM- und K-π-Diagramm

siehe Fig. 25 und 26

Bei typisch atlantischen Gesteinen (Natronreihe) ist die Linie PF oft unüberschreitbar. Die vorliegenden Keratophyr-Analysen haben alle ihren Darstellungspunkt unter PF und lassen so erkennen, dass sie nur mit knapper Not höchst silifizierte Mineralien aufweisen, freien Quarz überhaupt nicht.

Sehr gut zeigt sich ihr atlantischer Charakter im k-π-Diagramm, wo sie nahe der Ecke Ne zu liegen kommen. Gegenüber gewöhnlichen atlantischen Typen resultiert ein ausserordentlich starkes Überwiegen von Natron, wie es ganz allgemein spezifisch ist für spilitische und keratophyrartige Gesteine.

Wie bereits aus den Diagrammen ersichtlich, entsprechen diese Gesteine durchaus Keratophyren anderer Gebiete (E. Niggli, lit. 80) und liefern einen, allerdings bescheidenen Beitrag zur Mannigfaltigkeit der spilitischen Suite. Bekanntlich beschäftigt die Entstehungsweise dieser Gesteinsserie die Petrographen schon seit vielen Jahrzehnten. Dabei begannen sich zwei bzw. drei Richtungen genetischer Deutung für die anormal viel Albit führenden Gesteine abzuzeichnen:

1. Erklärung des hohen Albitgehaltes durch Metasomatose
   a) durch Zufuhr Na-haltiger Lösungen,
   b) durch Saussuritisierung basischer Plagioklase unter Abwanderung des Epidots.
2. Erklärung des hohen Albitgehaltes durch Annahme eines schon vorintrusiv speziell zusammengesetzten Magmas.

Aus Gründen, die gleich näher angeführt werden sollen, kann hier auf die verschiedenen Theorien nicht eingegangen werden. Die Albite des Keratophyrs aus dem Oberwallis zeigen stets primären Charakter ohne die geringste Andeutung sekundärer Entstehung. Eine sichere Beziehung zwischen Epidot und Plagioklas konnte nicht erkannt werden. Will man sich auf Grund dieses Befundes festlegen, so muss man primärmagmatische Ausscheidung des Albits annehmen. Weiter einzudringen in theoretische Bereiche ist in unserem Falle zwecklos, denn es fehlen im Felde die dazu nötigen Vorbedingungen. Das Gestein tritt ja hauptsächlich als Geröll und in gelegentlichen Linsen auf, im letzteren Falle meist noch stark verschiefert, so dass

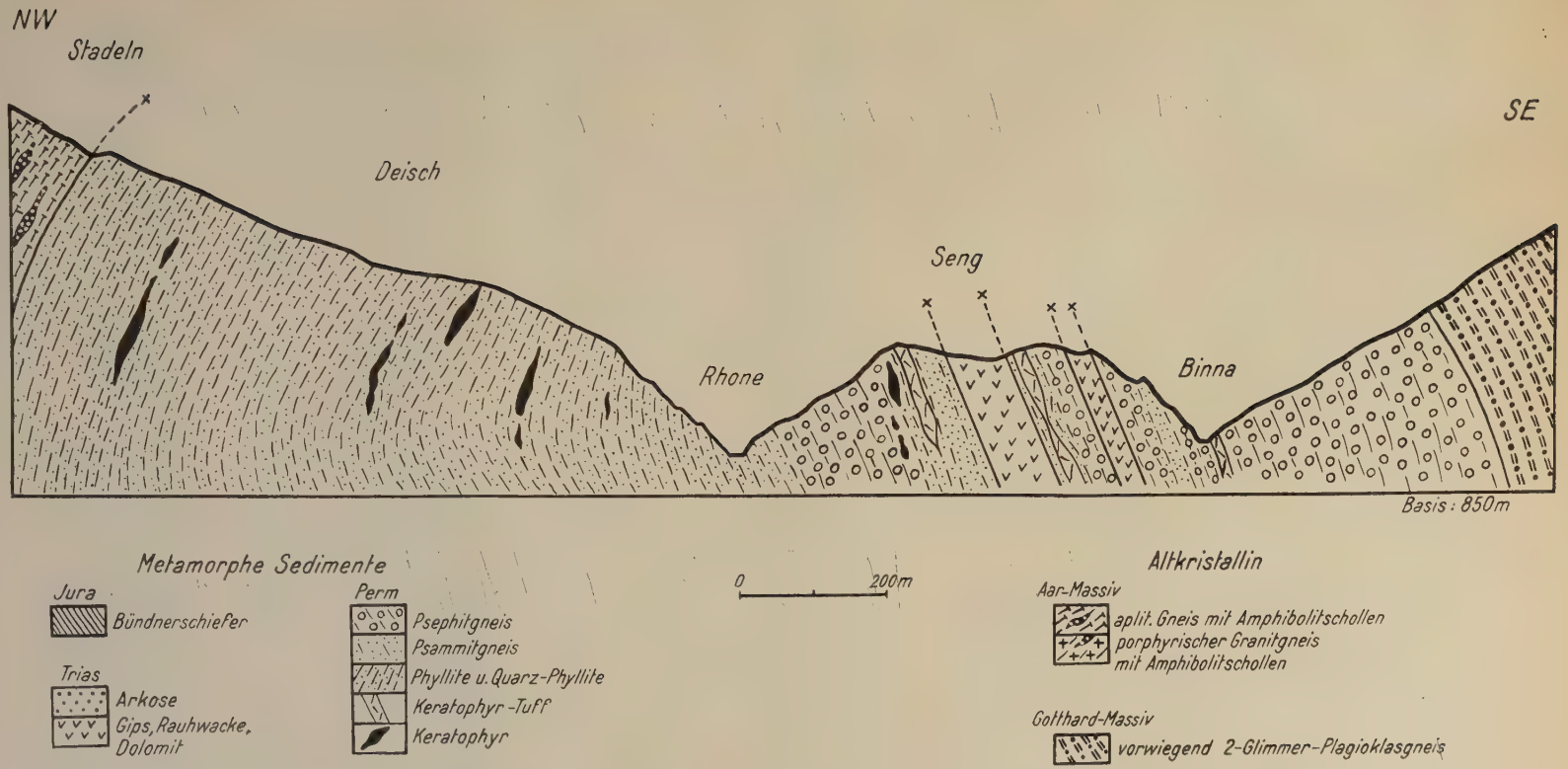



Fig. 27. Schematisches Profil durch die permische Zone im Gebiet ihrer grössten Mächtigkeit.
N. B. In diesem Profil nicht vorhanden: Bündnerschiefer, Arkose der Trias, porphyr. Gr. gn. (vgl. Profil Fig. 19).

von ursprünglichen Verhältnissen nichts mehr übrig geblieben ist. Zudem sind die Aufschlüsse recht mangelhaft. Die weitgehende alpine Auswalzung der Keratophyrbänke, verbunden mit einer beträchtlichen Verschieferung verunmöglichen es somit, über die Art des magmatischen Verlaufes ein genaueres Bild zu erhalten. Das erweist sich umso mehr als richtig, wenn man, um nicht einmal besonders weit zu gehen, die Spilite und Keratophyre des Kärpfgebietes im Glarnerland in Gesteinsverband und Lagerungsweise studiert. Hier zeigen sich bloss kümmerliche Reste einer vulkanischen Tätigkeit, dort ist ihre Geschichte fast unverändert festgehalten. Für ein eingehenderes Studium der Spilitfrage sei deshalb auf das Literaturverzeichnis verwiesen. Einen Überblick gewähren vor allem die Arbeiten von Gilluly und Burri-Niggli.

## D. Zusammenfassung der Erscheinungen im permischen Sediment und Ergussgestein und die daraus sich ergebenden Folgerungen

### 1. Allgemeine geologisch-petrographische Gesichtspunkte

Es liegen vorwiegend drei Sedimenttypen vor: Psephite, Psammite, Phyllite. Die Beimengung von Ergussgesteinsmaterial in Form kleinerer oder grösserer Bruchstücke spielt eine wesentliche Rolle, ebenso die Einlagerung grosser und kleiner Linsen von Keratophyr und dessen Tuff.

Die Gerölle, teils eckig, teils gerundet, wenn aplitisch-pegmatitischer, granitischer oder quarzitischer Abstammung, linsenartig ausgezogen, wenn aus Keratophyr bestehend, können fast ausnahmslos nicht beheimatet werden. Jedenfalls zeigen sie keine Analogien zu Gesteinen des Aarmassives im vorliegenden Bereich. Diskordanzen zu Altkristallin-Komplexen sind ausgeglichen durch die alpine Verschieferung.

Es wurde kontinentale bis lagunäre sedimentäre Fazies festgestellt und auf Grund der Übergänge zu sicheren triadischen Gesteinen die Folgerung auf permisches Alter der besprochenen Sedimente gewagt.

## 2. Spezielle petrographische Verhältnisse

### *a) In der Sedimentserie ganz allgemein*

Deformation und Stoffumsatz bei der alpinen Metamorphose wurden eingehend beschrieben. Dabei konnte gezeigt werden, dass sie Hand in Hand gehen und die Effekte je nach der Gesteinsart verschieden sind:

besterhaltene Struktur in Psephit;
bei glimmerreichen Varietäten Fältelung und eine metamorphe Differentiation im Sinne Eskolas, unter Verschleierung der ursprünglichen Struktur.

Anhand verschiedener Beispiele wurde die Wanderungsfähigkeit von Karbonat und Epidot (neben Quarz) durch die Porenräume und auf Stressbahnen dargelegt.

Die Beziehung zwischen Chemismus und Mineralbestand ergab, dass es sich um monometamorphe, epizonale Glieder der Reihe Ton-Sandstein handelt mit der Möglichkeit primären Kalk- bzw. Mergelgehaltes. Die Kalzit-Epidotführung ist auf jeden Fall eine Folge des ursprünglichen lithologischen Charakters dieser Sedimentserie. Starkem einseitigem Druck in einem Gesteinskomplex kann ausser einer Auswalzung begegnet werden durch eine Volumenverminderung. Da Epidot und Kalzit geradezu imprägnierend in den klastischen Sedimenten auftreten, ist es durchaus denkbar, dass eine Volumenverminderung zustande kam durch Mobilisieren der Substanz kalkiger und mergeliger Linsen unter Mithilfe von Wasser und Wanderung dieser Lösung in die Porenräume des Nebengesteins. Die Begründung für das Fehlen von Kalklinsen läge demnach in der „Verschluckung" des Kalkes durch poröse Sandsteine beim alpinen Stoffumsatz. In Tonen konnten sich konkretionäre Kalkbildungen, mindestens in metasomatischer Form erhalten, da sie infolge der Dichte der Tone keine Möglichkeit der Diffusion in sie hinein hatten.

### *b) Petrographisches über die Gerölle und die Beziehungen zwischen ihnen und dem Zement*

Andererseits wurde auch Deformation und Stoffumsatz in den Geröllen aufgedeckt. Dabei ersahen wir die Wichtigkeit des stofflichen Einflusses vom Zement her. Nach Art der Gerölle ergaben sich zwei Möglichkeiten des Verhaltens:

1. aplitisch-pegmatitische, granitische, quarzitische Gerölle:
Deformation durchwegs gering
Stoffumsatz gering
2. Keratophyr-Gerölle:
Geröll-Deformation stark, Mineral-Deformation vielfach gering
Stoffumsatz beträchtlich

Eindringen von Substanz aus dem Zement vor allem auf Stressbahnen: Epidotbildung, Karbonatisierung, Verquarzung. Die Epidotbildung im Keratophyr ist gewissermassen eine umgekehrte Spilitreaktion, aber unter Mitwirkung von Wasser und Eisenerz, so dass statt Anorthit Epidot entsteht.

Spilitreaktion: CaAl-Silikat + $Na_2CO_3$ = NaAl-Silikat + $CaCO_3$

In unserem Falle: NaAl-Silikat + $CaCO_3$ + $H_2O$ + $Fe_2O_3$ = Pistazit (+ $Na_2CO_3$)

### 3. Die Beziehungen zwischen Keratophyr und Sediment

Wie weit es sich bei den Keratophyrbruchstücken um Bömblein oder eingeschwemmte Gerölle handelt, kann wegen der mechanischen Verformung bei der Orogenese nicht entschieden werden.

Die grosse Plastizität von Keratophyr gegenüber Stress ist schuld, wenn keine grössern zusammenhängende Keratophyrbänke mehr zu finden sind und jede Spur ihres Eindringens in die Sedimente verwischt wurde. Sie liegen „passiv" im Gesteinsverband.

Das unterschiedliche Verhalten von Sediment und Ergussgestein unter gleichen Bedingungen der Metamorphose lässt sich in das Schema kleiden:

a) Der Stoffumsatz in den Sedimenten ist endogen bedingt, begleitet von Deformation. Die Metamorphose wirkt aufbauend.

b) Der Stoffumsatz im Keratophyr, ob als Gerölle oder Bank vorliegend, ist z. T. exogen, z. T. endogen bedingt; Kristallisationsschiefrigkeit infolge Auswalzung unter häufiger Bewahrung der alten Struktur. Die Metamorphose wirkt destruktiv.

### 4. Konglomerat, altkristalline granitische Gneise und Tektonite

Bei sehr starker mechanischer Beanspruchung des Konglomerats (z. B. zwischen Deisch und Mörel) mit stärkerer stofflicher Umstellung ergibt sich eine grosse Ähnlichkeit mit altkristallinen graniti-

schen Gneisen, da mit zunehmender Metamorphose die klastischen Sedimente granitisches Aussehen erlangen und zudem altkristalline Tektonite konglomeratähnlich werden können. Solche Stellen bilden die Brücke zwischen den ohne weiteres als metamorphes Sediment erkennbaren Psephit-, Psammit-Gneisen und Phylliten im NE, den schon stark veränderten Gneisen im SW (Mörel-Naters; lit. 64).

### 5. Fazieller Vergleich mit Verrucano und den permischen Sedimenten der Urseren-Garvera-Mulde

a) Die metamorphe Sedimentzone Niederwald-Mörel unterscheidet sich sedimentär-faziell nicht im geringsten vom Verrucano der helvetischen Decken im Vorderrheintal und Glarnerland. Die Art der Sedimentation verbunden mit vulkanisch-subvulkanischer Tätigkeit ist analog.

b) Die metamorphe Sedimentzone Niederwald-Mörel unterscheidet sich mineral-faziell nicht von den epizonal monometamorphen permischen Sedimenten der Urseren-Garvera-Mulde: Sie zeigen klare provinzielle Verwandtschaft und vermitteln deutlich als Glieder desselben grosstektonischen Bereiches zwischen helvetischer und penninischer Zone.

### 6. Stratigraphisches

Die Sedimentzone Niederwald-Mörel besteht nur aus permischen und triadischen Schichten. Jüngere Gesteine wurden entweder nicht abgelagert oder sind abgeschert. Die zweite Möglichkeit ist die wahrscheinlichere, weil die tektonischen und zum Teil die stratigraphischen Verhältnisse geradezu auf eine Ausquetschung hindeuten. Im weiteren kommt dazu der Analogieschluss mit den Verhältnissen der Urserenzone.

### 7. Tektonisches

#### *Untersuchungen über die Schubrichtung*

Die Auswalzungserscheinungen am Konglomerat, die an Rutschharnischen festgestellten Bewegungsrichtungen, die Anordnung von Biotit bzw. Biotit-Flatschen in altkristallinen Gesteinen lassen eindeutig erkennen, dass der alpine Schub nach N aufwärts erfolgte. Man gelangt so ins Gebiet der Doldenhorn- und Wildhorndecke im Berner Oberland. Ihre sedimentären Schichtserien beginnen aber erst

mit Trias bzw. Lias oder Dogger. Falls Verrucano vorhanden gewesen wäre, müsste er offensichtlich im S auf dem Scheitel des Aarmassivs zurückgeblieben und der Abtragung anheimgefallen sein. Jedenfalls kommt der untersuchten Zone deutlich Wurzelcharakter zu.

### 8. Ablauf der geologischen Vorgänge

Herzynische Gebirgsbildung unter gleichzeitiger plutonischer Tätigkeit. Bildung eines Troges zwischen den herzynischen Sockeln von Aar- und Gotthardmassiv. Auffüllung dieses Troges mit Verwitterungsschutt der herzynischen Gebirge, verbunden mit vulkanischer Magmaförderung. Wahrscheinlich Fortdauer der Sedimentation im Mesozoikum. Im Tertiär alpine Orogenese, Aneinanderrücken der kristallinen Sockel von A. M. und G. M. Auspressen des Grossteils der Sedimente nach oben, epizonale Dynamometamorphose des eingeklemmten Sedimentstiels.

## E. Literaturverzeichnis

### a) Schriften

1. H. G. Backlund: Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Report of the scient. results of the Norwegian Expedition to Nowaya Zemlya 1921, No. 45, Oslo 1930.
2. — Der „Magmaaufstieg" in Faltengebirgen. Comptes Rendus de la Soc. géol. de Finlande, No. IX 1936.
3. — Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. 27, 1937.
4. — Zur „Granitisationstheorie". Geologiska Föreningens i Stockholm, Förhandlingar, 1938.
5. E. B. Bailey, B. A. and G. W. Grabham: Albitization of basic Plagioclase Felspars. Geol. Mag. Decade V, Vol. VI, 1909.
6. A. Baltzer: Der diluviale Aar- und Rhonegletscher. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., 1896.
7. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. Jb. f. Min. etc. BB 16, 1903.
8. — Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs. C. R. IX-e Congr. géol. internat. Vienne 1903.
9. — Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs. Ecl. geol. helv. vol. 11, 1910.
10. F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.

11. R. Beder: Über basische Eruptivgesteine im ostschweiz. Verrucano. Diss. Univ. Zürich, 1909.
12. W. N. Benson: The Geology and Petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. Part IV. The Proceedings of the Linnean Soc. of New South Wales, Vol. XL, 1915.
13. A. Bodmer: Terrassen und Thalstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880.
14. A. Bögli: Morphologische Untersuchungen im Goms. Diss. Freiburg 1941.
15. C. Burri u. P. Niggli: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich 1945.
16. L. W. Collet: Le mode de formation et le régime des lacs suisses en général etc. Le Globe, Genève 1916.
17. K. Chudoba: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. Br. 1932.
18. H. Dewey, J. S. Flett: British Pillow-lavas and the Rocks associated with them. Geol. Mag. Decade V, Vol. VIII, 1911.
19. F. K. Drescher-Kaden: Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chemie der Erde, Bd. 10, 1936.
20. — Granit, Magma und Stoffkreislauf in der oberen Erdkruste. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, 1939.
21. — Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde, Bd. 12, 1939/40.
22. R. Eigenfeld: Prävarisk. Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer: II. Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde. Abh. der math.-phys. Kl. der sächs. Akademie der Wissenschaften. Bd. 42, No. 1, 1933.
23. — IV. Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland. Abh. der math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch., Bd. 42, No. 7, 1938.
24. O. H. Erdmannsdörffer: Neuere Arbeiten über Metamorphismus und seine Grenzgebiete. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, Bd. 20, 1936.
25. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wissensch. math.-nat. Kl. 7. Abh., 1939.
26. P. Eskola: On the Origin of Granitic Magmas. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 42, 1932.
27. — On the Differential Anatexis of Rocks. C. R. de la Soc. géol. de Finlande, No. 7, 1933.
28. — A Note on Diffusion and Reactions in Solids. C. R. de la Soc. géol. de Finlande, No. 8, 1934.
29. — On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Comm. géol. de Finlande, No. 104, 1934.
30. P. Eskola, U. Vuoristo, K. Rankama: An experimental Illustration of the Spilite Reaction. Extraits des Comptes Rendus de la Soc. géol. de Finlande, No. 9, 1935.

31. W. Fehr: Geolog.-petrogr. Untersuchungen im zentralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs. Diss. (Manuskript, dep. min. petr. Institut d. Univ. Bern), 1922.
32. — Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. SMPM., Bd. 2, 1922.
33. — Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Jahrbuch der phil. Fak. II der Universität Bern, Bd. III, 1923.
34. Ed. von Fellenberg: Granit und Gneiss in den Berner Alpen. Mitt. d. Nat.forsch. Ges. Bern, 1887.
35. — Geologische Übersicht über das Excursionsgebiet i. e. den centralen Theil des Finsteraarhornmassivs. Jahrb. des SAC, Bd. 22.
36. Ed. von Fellenberg, C. Mösch und C. Schmidt: Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Teil d. Bl. XVIII d. Dufourkarte. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 21, 1893.
37. Geologischer Führer der Schweiz: Fasc. IV (Eisenbahnfahrten), Fasc. VII (p. 490), 1934.
38. J. Gilluly: Keratophyres of Eastern Oregon and the Spilite Problem. American Journ. of Science, Bd. 29, 1935.
39. H. Götz: Die Keratophyre der Lahnmulde. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 49, 1937.
40. F. F. Grout: Formation of Igneous-looking Rocks by Metasomatism: A critical Review and suggested Research. Bull. of the Geol. Soc. of America, Vol. 52, 1941.
41. U. Grubenmann, P. Niggli: Die Gesteinsmetamorphose. Berlin 1924.
42. H. Grunau: Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). SMPM, Bd. 25, 1945.
43. — Geologie von Arosa. Diss. Zürich 1947.
44. D. Guimaraés Das Problem der Granitbildung. Chemie der Erde. Bd. 12, 1939/40.
45. A. Harker: Metamorphism, a Study of the Transformation of Rock-Masses. London 1932.
46. A. Heim: Geologie der Schweiz. Bd. II: Die Schweizer Alpen. Leipzig 1919—1921.
47. H. Hess: Die präglaziale Alpenoberfläche. Dr. A. Petermanns Mitt., 59. Jahrgang 1913.
48. H. Hirschi, F. de Quervain: Beiträge zur Petrographie von Baja California (Mexiko). SMPM, Bd. 7, 1927.
49. D. Hoenes: Zur genetischen Gliederung des variskischen Magmatismus im südl. Schwarzwald. Mitt.blatt der badischen Geolog. Landesanstalt 1947 (p. 15).
50. A. Holmes: The Problem of the Association of Acid and Basic Rocks in Central Complexes. Geol. Mag., Vol. 68/No. 804, 1931.
51. — The Origin of Igneous Rocks. Geol. Mag., Vol. 69, No. 822/1932.
52. — The Idea of Contrasted Differentiation. Geol. Mag., Vol. 73, No. 863, 1936.
53. E. Hugi: Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Eclog. geol. helv., vol. 15, No. 4, 1920.

54. E. Hugi: Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclog. geol. helv., vol. 16, 1921 u. Verh. der schweiz. Nat.-forsch. Ges. Schaffhausen 1921.
55. — Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. Verh. d. schweiz. Nat.forsch. Ges. Bern 1922.
56. E. Hugi u. H. Huttenlocher: Bericht über die Exkursion A der schweiz. geol. Gesellschaft ins westliche und mittlere Aarmassiv. Eclog. geol. helv., vol. 17, No. 3, 1922.
57. E. Hugi: Das Aarmassiv. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II, 1934.
58. Th. Hügi: Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. SMPM, Bd. 25, 1945.
59. H. F. Huttenlocher: Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassives. Mitt. d. Nat.forsch. Ges. Bern, Heft I, 1921.
60. — Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassives. Diss. 1921 (Manuskript, dep. min.-petr. Institut der Univ. Bern).
61. — Beiträge zur Petrographie und Geologie des westl. Aarmassives. Jahrb. d. phil. Fak. II der Univ. Bern, Bd. I, 1921.
62. — Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestl. Aarmassivs. SMPM, Bd. 13, 1933.
63. — Allgemeines zu den petrogenetischen Problemen, die sich aus den vom Berner Institut im Wallis vorgenommenen Untersuchungen ergeben. SMPM, Bd. 22, 1942.
64. — Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). SMPM, Bd. 26, 1946.
65. — Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. Mitt. d. Nat.-forsch. Ges. Bern, N. F., Bd. 4, 1947.
66. J. Jakob: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich 1913.
67. A. Johannsen: A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Chicago 1931.
68. W. Koch: Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 51, 1939.
69. E. Lehmann: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar 1941.
70. J. Lubbock: The Scenery of Switzerland. London 1896.
71. O. Lütschg: Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse. Annalen der schweiz. Landeshydrographie, Bd. 1, Bern 1915.
72. F. Machatschek u. W. Staub: Morphologische Untersuchungen im Wallis. Eclog. geol. helv., vol. 20, 1927.
73. W. J. McCallien: Metamorphic Diffusion. Bull. comm. géol. de Finlande, No. 104, 1934.
74. M. McGregor and G. Wilson: On Granitization and Associated Processes. The Geol. Mag., Vol. 76, 1939.
75. N. H. Magnusson: Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Geologiska För. i Stockholm Förh. 1937.

76. N. H. Magnusson: Die Genesis der svionischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie. Geol. För. i Stockholm Förh. 1938.
77. K. R. Mehnert: Die Meta-Konglomerate des Wiesenthaler Gneiszugs im sächsischen Erzgebirge. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 50, 1939.
78. — Die Gliederung der Gneismasse des mittl. Schwarzwaldes auf genetischer Grundlage. Mitt.blatt der badischen geolog. Landesanstalt 1947 (p. 12).
79. L. Milch: Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig 1892.
80. E. Niggli: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Diss. SMPM, Bd. 24, 1944.
81. P. Niggli: Die Gesteinsassoziationen und ihre Entstehung. Verh. der schweiz. Nat.forsch. Ges. 1920.
82. — Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. SMPM, Bd. 9, 1929.
83. — Grundprinzipien der Gesteinsmetamorphose. Die Naturwissenschaften, 18. Jahrg., Heft. 14, 1930.
84. P. Niggli, F. de Quervain, R. U. Winterhalter: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 14, 1930.
85. P. Niggli: Zur Zusammensetzung und Bildung der Serizite. SMPM, Bd. 13, 1933.
86. — Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. SMPM, Bd. 14, 1934.
87. — Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation. SMPM, Bd. 15, 1935.
88. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. SMPM, Bd. 16. 1936.
89. — Die Magmentypen. SMPM, Bd. 16, 1936.
90. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. SMPM, Bd. 18, 1938.
91. — Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich 1939.
92. P. Niggli, J. Koenigsberger, R. L. Parker: Die Mineralien der Schweizer Alpen. Basel 1940.
93. P. Niggli: Das Problem der Granitbildung. SMPM, Bd. 22, 1942.
94. — Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und die Anatexis. SMPM, Bd. 26, Heft 1/1946.
95. J. Oberholzer: Geologie der Glarneralpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 28. Lief. 1933.
96. M. J. Orcel: Recherches sur la composition chimique des Chlorites. Bull. de la Soc. Française de Min. Tome 50, 1927.
97. O. H. Oedman: Geology and Ores of the Boliden Deposit, Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C, No. 438, 1941.
98. A. Penck u. E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
99. F. de Quervain: Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. SMPM, Bd. 8, 1928.
100. E. Raguin: Géologie du Granite. Paris 1946.
101. G. Rein: Die petrogenetische Stellung des Orthits im kristallinen Grundgebirge des mittleren Schwarzwaldes. Mitt.blatt der badischen Geolog. Landesanstalt 1947 (p. 17).

102. E. Richter: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Dr. A. Petermanns Mitt. Ergänzungsh., Nr. 132, 1900.
103. H. Rosenbusch, A. Osann: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923.
104. L. Rüger: Die Geröllgneise von Obermittweida (Erzgebirge) und die Entwicklung der Lehre vom Metamorphismus. Aus der Heimat, naturwissensch. Monatsschrift, Heft 4, April 1931.
105. K. H. Scheumann: Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgsgneises. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 42, 1932.
106. — Sudetische Studien III. Konglomerattektonite und ihre Begleitgesteine in der epizonalen Schieferscholle südlich von Strehlen in Schlesien. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 48, 1936.
107. — Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 48, 1936.
108. — Metatexis und Metablastesis. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 48, 1936.
109. C. Schmidt: Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. I. Bd. 1887.
110. J. Sederholm: Über eine archäische Sedimentformation im südwestl. Finnland. Bull. comm. géol. de Finlande, No. 6, 1899.
111. — Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen. C. R. du XI. Congr. Géol. Internat. 1910.
112. — On Migmatites and associated pre-cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I: The Pellinge Region. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, No. 58, 1923.
113. — On Migmatites etc. Part II: The Region around the Barösundsfjärd w. of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, No. 77, 1926.
114. R. Staub: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden; V: Deutung der Urserenmulde. Eclog. geol. helv., vol. 31, 1938.
115. H. Stille: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. der preuss. Akad. der Wissensch. math.-nat. Kl., Nr. 19, 1939.
116. N. Sundius: On the Spilitic Rocks. Geol. Mag. Vol. 67, 1930.
117. B. Swiderski: La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, N. F., 47, 1919.
118. — Les stades de retrait des glaciers du Rhone et d'Aletsch. Bull. des Lab. de Géol., Géogr. phys., Minéralogie et Paléontologie de l'Université de Lausanne. No. 26, 1919.
119. E. Tröger: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, ein Nomenklaturkompendium. Berlin 1934.
120. F. J. Turner: Contribution to the Interpretation of Mineral Facies in Metamorphic Rocks. Americ. Journ. of Science, vol. 29, 1935.
121. W. H. Twenhofel: Principles of Sedimentation. New York and London 1939.
122. M. Venetz: Mémoire sur l'extension des anciens glaciers. Ouvrage posthume rédigé en 1857 et 1858. Neue Denkschriften der schweiz. nat.-forsch. Ges., Bd. 18, 1861.
123. M. Vuagnat: Les Grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. SMPM, Bd. 23, 1943.

124. M. Vuagnat: Sur quelques roches éruptives des Préalpes romands. SMPM, Bd. 24, 1944.
125. — Sur quelques Diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des Spilites et des Pillow Lavas. SMPM, Bd. 26, 1946.
126. A. C. Waters and C. D. Campbell: Mylonites from the San Andreas fault Zone. Americ. Journ. of Science, Vol. 29, 1935.
127. C. E. Wegmann: Zur Deutung der Migmatite. Geolog. Rundschau, Bd. 26, Heft 5, 1935.
128. A. K. Wells: The Nomenclature of the Spilitic Suite. Part I: The Keratophyric Rocks. Geol. Mag., Vol. 59, 1922.
129. — The Nomenclature of the Spilitic Suite. Part II: The Problem of the Spilites. Geol. Mag., Vol. 60, 1923.
130. A. N. Winchell: Elements of optical Mineralogy. New York 1946.
131. R. U. Winterhalter: Der Verrucano der Schweizeralpen. Verh. der schweiz. Nat.forsch. Ges. 123. Session, 1943.
132. P. Zbinden: Permotriadische Gesteine aus der Gegend von Fiesch. SMPM, Bd. 26, 1946.
133. — Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins westliche Aarmassiv. SMPM, Bd. 27, 1947.

## b) Geologische Karten und Profile

I. W. Fehr: Geolog. Karte der Urserenzone 3: 100 000. 1926.
II. E. v. Fellenberg: Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. 21. Lief. 1893, Atlas.
III. H. F. Huttenlocher: Unveröffentlichte petrogr. Aufnahmen im Bietschhorn-Aletschgebiet und in der Fiescher Gegend. 1: 50 000.
IV. H. F. Huttenlocher u. P. Zbinden: Unveröffentlichte petrogr. Übersichtskarte 1: 50 000 des Aarmassivs vom Haslital bis zu seinem Westende.
V. — Profile durch das westliche Aarmassiv. 1:12 500.
VI. P. Niggli, F. de Quervain: Geotechn. Karte der Schweiz 1: 200 000, Blatt 3, mit Erläuterungen.
VII. C. Schmidt, H. Preiswerk: Geolog. Karte der Simplongruppe 1: 50 000. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lieferg. 26, Spez. Karte 48.
VIII. W. Staub: Geolog. Wandkarte der Schweiz. Kümmerly u. Frey 1932.
IX. B. Swiderski: Carte géol. de la partie occid. du Massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa). Spez. Karte No. 89, 1919.

## c) Topographische Karten

Landeskarte der Schweiz: 1: 50 000:

Jungfrau E (529)
Nufenenpass W (530)
Visp E (549)

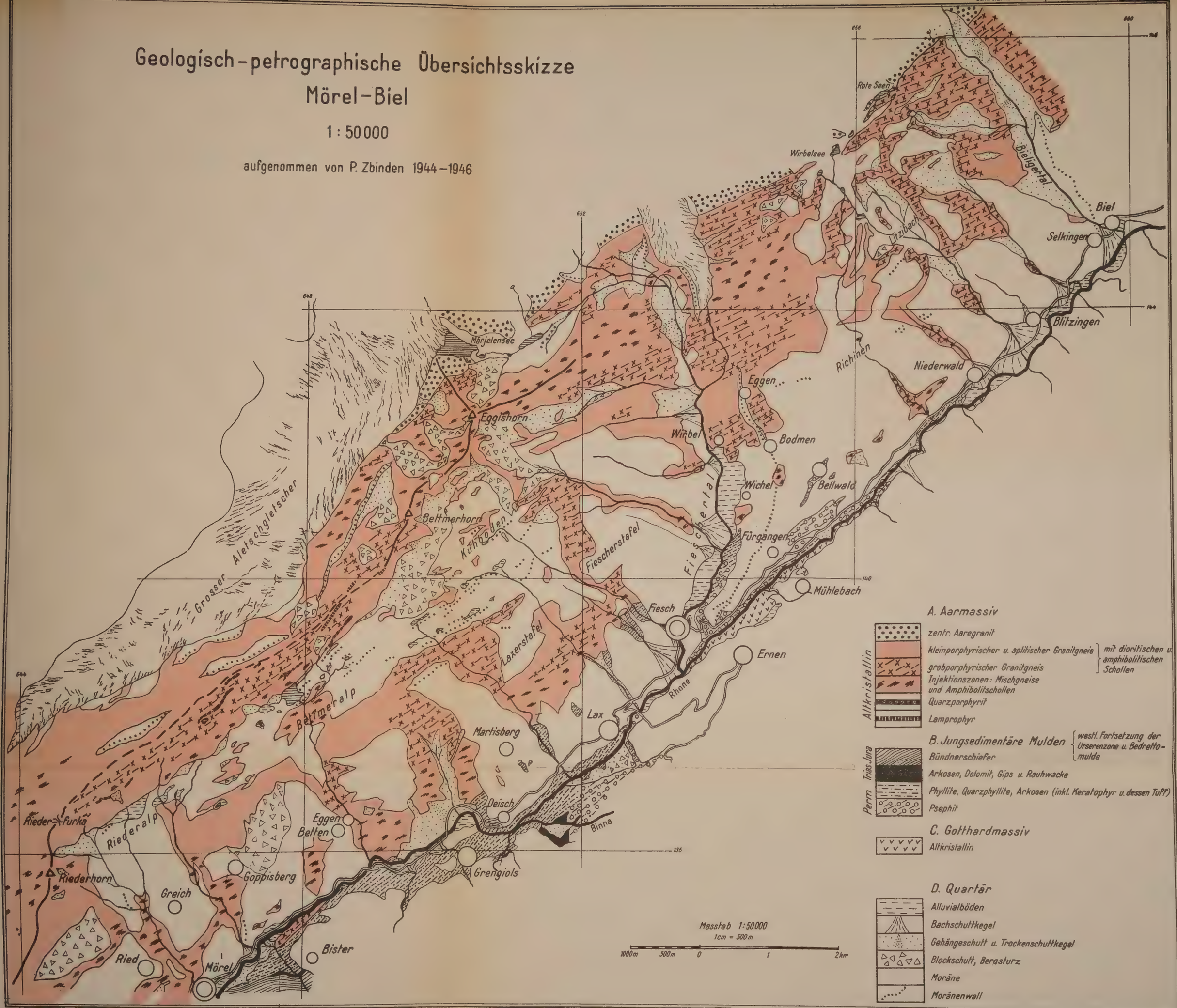
Vergrösserung 1: 25 000 der Karte 1: 50 000 im Oberwallis.

Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 29, Heft 2, 1949.

# Geologisch-petrographische Übersichtsskizze Mörel-Biel

1 : 50000

aufgenommen von P. Zbinden 1944–1946



## Curriculum vitae

In Noflen bei Kirchdorf wurde ich, Peter Zbinden, von Jaberg (Kt. Bern), am 26. September 1919 geboren. In Bern besuchte ich die Primarschule und durchlief anschliessend das städtische Progymnasium und Gymnasium, um mich im Herbst 1938 an der Universität Bern zu immatrikulieren. Zunächst studierte ich Chemie, unterbrochen durch Militärdienst, wandte mich aber schliesslich dem Studium der Geologie und Petrographie zu. Im Herbst 1944 wurde ich Volontärassistent am mineralogisch-petrographischen Institut, und am gleichen Ort amtete ich vom Herbst 1945 bis Herbst 1947 als Assistent.

Vorlesungen und Praktika besuchte ich bei den Herren Dozenten P. Arbenz †, F. Baltzer, H. Brönnimann, J. Cadisch, W. Feitknecht, R. Flatt, H. Greinacher, H. Günzler-Seiffert, H. Huttenlocher, H. Nitschmann, W. Nowacki, R. Rutsch, W. Scherrer, R. Signer, A. Streckeisen.

Die Prüfungsfächer für mein Doktorat waren Mineralogie, Petrographie, Geologie und Chemie.